



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE GONÇALVES, FOLHA  
PARAISÓPOLIS,  
SUL DE MINAS GERAIS**

**MARCOS VINICIUS FERREIRA FONTAINHA**

MONOGRAFIA SUBMETIDA AO CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO REQUISITO  
OBRIGATÓRIO DA DISCIPLINA “TRABALHO FINAL DE CURSO”  
(IGL108/RUD)

RIO DE JANEIRO  
FEVEREIRO DE 2010

**Mapeamento Geológico da Região de Gonçalves,  
Sul de Minas Gerais**

MARCOS VINICIUS FERREIRA FONTAINHA

Trabalho de conclusão de Curso de  
Graduação em Geologia, Instituto de  
Geociências, da Universidade Federal do Rio  
de Janeiro – UFRJ, como requisito  
necessário para obtenção do grau de  
Bacharel em geologia.

Área de concentração: Setor I

Orientador: Prof Dr. Rudolph Allard  
Johannes Trouw

Aprovado por:

-----  
Prof. Dr. Rudolph A. J. Trouw

-----  
Prof. Dr. Rodrigo Peternel

-----  
Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

Rio de Janeiro

março de 2010

FONTAINHA, Marcos Vinicius Ferreira

Mapeamento geológico de Região de Gonçalves,  
Sul de Minas Gerais

XIV 66 p. 29,7 cm (Instituto de Geociências – UFRJ, B. Sc.  
,Curso de Graduação em Geologia, 2009).

Monografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro,  
realizada no Instituto de Geociências.

- 1.Nappe Socorro – Guaxupé
- 2.Gonçalves

*Aos meus pais, José e Regina que tanto me apoiaram nas inusitadas escolhas da vida.*

## AGRADECIMENTOS

A todos que fizeram parte dessa longa jornada de vida e geológica ficam meus sinceros agradecimentos:

A minha grande avó, Dona Carmem que continua sendo a pessoa mais engraçada que eu conheço na vida.

Aos amigos de turma, obrigado pelos bons e longos campos juntos.

Aos amigos especiais de turma no qual se não existissem não teria sido a mesma coisa: Ovídio Jr., Renan Perigoso, Marcos Bombeiro, Plínio E.T, Hugo Colômbia, Daniele Scherer, Robinho, Leandro, Digão.

Aos amigos geólogos Sir. Felipe Buneco e Gabiru pelas importantes discussões geológicas e montanhísticas.

A grande família chamada Diretório Acadêmico Joel Valença que fizeram da minha graduação o momento mais feliz da vida.

Ao meu grande professor Joel Valença, que foi o maior exemplo de ser humano que tive.

Ao Professor Rudolph Trouw por todo aprendizado geológico e naturalista de como a natureza se comporta de uma forma tão simples e bonita.

Aos professores e amigos Fabio Paciullo, André Ribeiro, Julio Mendes, Rodrigo Peternel ,Cainho Sícoti pelos bons aprendizados geológicos.

Ao Tarcísio pela confecção das lâminas , fundamentais para a conclusão do trabalho.

Aos amigos de campo no qual todas as discussões foram de enorme valor : Rodolfo, Rodrigo Vinagre ,Avellar, Marcela e Mariana

Aos amigos da escalada no qual pude desfrutar do prazer que é estar nas montanhas.

Aos organizadores das festas na Geomata e na Rural, fundamentais para o conto de futuras histórias.

A Carolina Barreiros, só ficam as boas lembranças.

E por fim aos grandes amigos da Pamonha Andina: Bruninha Bunda Blanca, Seninha Fí e Alexandre Camarão. Desvendar parte dos mistérios patagônicos foi inesquecível. Levo vocês pra vida.

Os amigos são a família que escolhemos, mais uma vez muito obrigado por tudo.

## RESUMO

---

FONTAINHA, Marcos Vinicius Ferreira, **Mapeamento geológico da região de Gonçalves, sul de Minas Gerais**. Rio de Janeiro, 2010. XIV, 66p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010

A área estudada está localizada nas proximidades da cidade de Gonçalves, Sul de Minas Gerais na Folha Paraisópolis, 1:50.000, estando inserida na porção meridional da Faixa móvel Brasília. Entretanto, as rochas desta região foram também afetadas pela deformação e metamorfismo relacionados a Faixa Ribeira de maneira que a região é entendida como de interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira. Foram reconhecidas diversas litologias agrupadas em cinco unidades de mapeamento. São elas: unidade Anfibólio-Biotita Gnaiss migmatítico estromático; unidade Sillimanita-Granada-Gnaiss; unidade Biotita Gnaiss migmatítico com rochas calci-silicatadas; unidade Quartzito; unidade ortognaiss porfirítico de coloração acinzentada e granulometria média-grossa, com porfiroclastos de K-feldspato com até vários centímetros de diâmetro e composição granítica a granodiorítica. Nas unidades foram reconhecidas estruturas e associações metamórficas relacionadas a dois eventos regionais de deformação em cinco fases deformacionais. A fase D<sub>1</sub> é responsável pela formação da foliação S<sub>1</sub> que em grande parte está transposta pela foliação S<sub>2</sub>. A fase D<sub>2</sub> gerou a foliação principal da área, S<sub>2</sub>, com mergulho para SE, plano axial de dobras isoclinais e lineação mineral e de estiramento L<sub>2</sub> com caimento para W-SW. Esta fase foi interpretado como a responsável pelo transporte tectônico das rochas da região para E-NE. A fase D<sub>3</sub> gerou dobramentos suaves da foliação S<sub>2</sub> com vergência para NW. Na fase D<sub>4</sub> desenvolveram-se a foliação milonítica com lineação de estiramento L<sub>4</sub> observadas ao longo de uma zona de cisalhamento. Na fase D<sub>5</sub> desenvolveram-se falhas de caráter rúptil de direção NW-SE, com alguns diques de diabásio preenchendo-as. O primeiro evento regional de deformação é responsável pelas fases D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub>, metamorfismo principal na fácies anfibolito alto a granulito e é interpretado como a representação do evento termo-tectônico do segmento sul da Faixa Brasília, enquanto o segundo evento é responsável pelas fases D<sub>3</sub> e D<sub>4</sub>, retrometamorfismo na fácies anfibolito e xisto verde e representa a evolução da Faixa Ribeira neste segmento. A fase D<sub>5</sub> está relacionada á falhas rúpteis e injeção de diques de diabásio/basalto no período cenozóico.

## ABSTRACT

---

FONTAINHA, Marcos Vinicius Ferreira, **Mapeamento geológico da região de Gonçalves, sul de Minas Gerais**. Rio de Janeiro, 2010. XIV, 66p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010

The study area is located near the Gonçalves city, South of Minas Gerais in the Paraisópolis paper, 1:50.000, and is included in the southern of mobile Brasília belt. However, the rocks of this region were also affected by deformation and metamorphism related to the Ribeira belt so that the region is considered as interference between the Brasília belt and Ribeira. We recognized several lithologies grouped into five units of mapping. They are: unity Amphibole Biotite gneiss-migmatitic Estromat; unit-Granada-sillimanite gneiss, migmatitic gneiss unit Biotite with calci-silicate rocks, quartzite unit; porphyritic orthogneiss unit of gray color and size medium-thick, with porphyroclasts of K-feldspar up to several centimeters in diameter and granodioritic to granitic composition. The units were recognized structures and metamorphic associations related to two events of regional deformation in five phases of deformation. The D1 phase is responsible for the formation of the S1 foliation that is largely transposed by the S2 foliation. Phase D2 foliation generated the main area, S2, dipping to SE, axial plane of folds isoclinal and mineral lineation L2 and stretch with trim to W-SW. This phase was interpreted as responsible for the tectonic transport of rocks of the region to E-NE. Phase D3 produced open folding of the S2 foliation with convergence to NW. In the D4 developed a mylonitic foliation with stretching lineation L4 observed along a shear zone. In the D5 developed brittle character flaws in a NW-SE, with some diabase dikes filling them. The first regional event of deformation is responsible for stages D1 and D2, the main metamorphism in the high amphibolite facies and granulite is interpreted as representing the thermo-tectonic event in the southern segment of the Brasília Belt, while the second event is responsible for stage D3 and D4, retrometamorphism in facies amphibolite to Green-xist and represents the evolution of the Ribeira belt in this segment. Phase D5 is related to brittle faults and injection of dikes of diabase/basalt during the Cenozoic.

## Sumário

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1 Localização da Área.....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.3 Nomenclatura.....	2
1.4 Metodologia.....	3
1.4.1 Trabalho de campo.....	3
1.4.2 Trabalho de laboratório.....	3
<b>2. GEOLOGIA REGIONAL.....</b>	<b>4</b>
2.1 Faixa Brasília.....	4
2.2 Faixa Ribeira.....	4
2.3 Zona de interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira.....	5
2.4 Nappe Socorro-Guaxupé.....	6
<b>3. UNIDADES DE MAPEAMENTO.....</b>	<b>8</b>
3.1 Anfibólio-Biotita Gnaiss migmatítico estromático.....	8
3.2 Sillimanita-Granada-Gnaiss.....	12
3.3 Biotita Gnaiss migmatítico com rochas calci-silicatas.....	15
3.4 Quartzito.....	18
3.5 Gnaisses granitóides de composição granítica a granodiorítica.....	20
<b>4. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....</b>	<b>25</b>
4.1 Fase deformacional D <sub>1</sub> .....	25
4.2 Fase deformacional D <sub>2</sub> .....	25
4.3 Fase deformacional D <sub>3</sub> .....	28
4.4 Fase deformacional D <sub>3+4</sub> .....	29
<b>4.5 Microtectônica.....</b>	<b>31</b>
4.5.1 Indicadores cinemáticos da fase D <sub>3+4</sub> .....	31
4.5.2 Recristalização dos minerais na fase D <sub>3+4</sub> .....	36
4.6 Fase deformacional D <sub>5</sub> .....	38
<b>5. METAMORFISMO.....</b>	<b>39</b>
5.1 Metamorfismo Principal.....	39
5.2 Metamorfismo retrógrado.....	43
<b>6. CONCLUSÕES.....</b>	<b>45</b>
<b>7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>46</b>
<b>8. ANEXOS.....</b>	<b>48</b>
Mapa Geológico .....	48
Seção Geológica .....	48
Tabela de Pontos .....	48



## Índice de figuras

Figura 1: Imagem de satélite com as principais capitais próximas a Gonçalves, MG.

Figura 2: Mapa tectônico regional com a área de estudo delimitada pela quadricula preta (Trouw et. al. 2000).

Figura 3: Mapa tectônico-estrutural da zona de interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira. (Paciullo et. al. 2003 ).

Figura 4: Mapa Geológico da Nappe Socorro-Guaxupé e do Domínio São Roque. (Heilbron et . al., 2004).

Figura 5: Textura migmatítica estromática do anfibólio-biotita-gnaiss em escala de afloramento. Martelo = 90cm (MP-118)

Figura 6: Dobras fechadas D<sub>2</sub>. Nota-se o afinamento dos cristais de anfibólio nos flancos e engrossamento na charneira da dobra (MP-143).

Figura 7: Textura do gnaiss migmatítico estromático. (objetiva 2,5 mm, polarizadores cruzados). (MP-149)

Figura 8: Textura típica do Anfibólio-Biotita Gnaiss migmatítico estromático no qual é possível ver a biotita crescendo a partir dos anfibólios. (objetiva 2,5 mm, polarizadores descruzados) (MP-149)

Figura 9: Afloramento bastante alterado do sillimanita-granada-gnaiss (MP-140).

Figura 10: Sillimanita-Granada-Gnaiss com leucossomas paralelos a S<sub>2</sub> e pegmatitos truncando a foliação principal (MP-168).

Figura 11: Sillimanita fibrolítica e agregados de biotita, quartzo e feldspato (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-170).

Figura 12: Textura nematoblástica em grãos hipiomórficos de sillimanita prismática e biotitas, alinhados segundo a foliação principal S<sub>2</sub> (objetiva 2,5 mm, polarizadores cruzados) (MP-140).

Figura 13: Cristais hipidiomórficos de sillimanita prismática e biotita. Corte ortogonal ao eixo maior dos cristais. (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados) (MP-170)

Figura 14: Gnaiss migmatítico estromático. Notar a presença de melanossomas e leucossomas quartzo-feldspáticos dobrados e paralelos a foliação S<sub>2</sub>. A esquerda da foto trata-se de uma camada de rocha calci-silicata sem deformação (MP-92).

Figura 15: Calci-silicatada com grãos de plagioclásio e quartzo recristalizado e com extinção ondulante. Observa-se como o clinopiroxênio não é afetado pela recristalização (objetiva 2,5 mm, polarizadores cruzados) (MP-92)

Figura 16: Textura granoblástica em rochas calci-silicáticas compostas essencialmente por clinopiroxênio, biotita, plagioclásio e quartzo (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados). (MP-92).

Figura 17: Clinopiroxênio truncado por uma shear band (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados) (MP-92).

Figura 18: Afloramento de quartzito alinhado segundo a foliação principal  $S_2$  (MP-94).

Figura 19: Porfiroblasto de sillimanita envoltos por matriz quartzítica (objetiva 2,5 mm, polarizadores descruzados) (MP-88)

Figura 20: Granada-Quartzito com cloritas retrometamórficas crescendo a partir das granadas (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados) (MP-88).

Figura 21: Granito porfirítico com fenocristais de k-feldspato (MP-59).

Figura 22: Ortogneise porfirítico com dobras fechadas plano axial a foliação  $S_2$  (MP-59).

Figura 23: Fácies Granítica da unidade Gnaise/Granitóide. Nota-se a presença de quartzo, biotita, opacos e titanita hipidiomórficos. (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados) (MP-19)

Figura 24: Fácies granodiorítica da unidade Serra da Água Limpa. Opacos bordejados por titanitas e substituindo os anfibólios. (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados). (MP-197)

Figura 25: Fácies granodiorítica da unidade Serra da Água Limpa. Notar o crescimento de anfibólio a partir de clinopiroxênio e biotita a partir de cpx e anfibólio (objetiva 2,5mm, polarizadores descruzados). (MP-233)

Figura 26: Granodiorito com cristais hipidiomórficos de clinopiroxênio e plagioclásio. (objetiva 5 mm, polarizadores cruzados) (MP-233)

Figura 27: Clinopiroxênio verde em contato com ortopiroxênio rosa (objetiva 20mm, polarizadores descruzados) (MP-89).

Figura 28: Estereograma da foliação principal  $S_2$  (116 medidas). Isolinhas de porcentagens. A variação nos pólos se deve a posteriores redobramentos.

Figura 29: Estereograma do plano axial das dobras  $D_2$  (116 medidas).

Figura 30: Estereograma dos eixos das dobras  $D_2$  ( 20 medidas)

Figura 31: Dobras fechadas  $D_2$  sendo cortado por diques de leucogranito (SBR-12).

Figura 32: Dobras fechadas  $D_2$  (MP-25).

Figura 33: Estereogramas do plano axial das dobras  $D_3$  ( 7 medidas).

Figura 34: Dobras suaves da fase D<sub>3</sub> (MP-12).

Figura 35: Estereograma da lineações da área (34 medidas). A dispersão das medidas ocorre, pois as medias nos pólos SW e NE são relacionadas a zona de cisalhamento transcorrente dextral enquanto as medias centrais ao movimento up-dip.

Figura 36: Foliação milonítica S<sub>3+4</sub>. Nota-se a direita um pequeno indicador cinemático do tipo delta indicando movimento destral (MP-72).

Figura 37: Shear Band indicando movimento destral da fase D<sub>4</sub> (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-20).

Figura 38: Quarter-Fold indicando movimento destral da fase D<sub>4</sub>. Notar dobras assimétricas à esquerda indicando movimento destral (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-20).

Figura 39: Boudinage em cristal de plagioclásio. Nota-se o crescimento de anfibólio na parte boudinada (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-20).

Figura 40: Dobras assimétricas indicando movimento destral (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados) (MP-20).

Figura 41: Planos S-C indicando movimento destral (objetiva 2,5 mm, polarizadores descruzados)(MP-98).

Figura 42: Cristal arredondado de anfibólio. Nota-se a presença de dobras assimétricas a direita do cristal indicando movimento sinistral (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados)(MP-87)..

Figura 43: Shear band em cristal de k-feldspato e crescimento de opacos nas bordas indicando movimento sinistral (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados)(MP-87)

Figura 44: Dobras assimétricas em quartzo indicando movimento destral (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados)(MP-72)

Figura 45: Deltas indicando movimento destral (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados)(MP-20).

Figura 46: K-feldspato fish indicando movimento destral (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados)(MP-20)

Figura 47: Pequena zona de cisalhamento truncando cristal de clinopiroxênio. (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados).

Figura 48: Textura típica dos ultramilonitos da área. (objetiva 2,5 mm, polarizadores descruzados)(MP-92).

Figura 49: Estrutura do tipo mosaico indicando deformação rúptil em um ambiente onde se predomina geralmente deformação dúctil (objetiva 5 mm, polarizadores cruzados)(MP-20).

.Figura 50: Cristais arredondados de escapolita em matriz ultramilonítica (objetiva 5mm, polarizadores cruzados)(MP-86)

Figura 51: Camadas quartzo-feldspato com recristalização do tipo subgrain rotation. Este processo de recristalização é mais eficiente, pois ele atua no mineral inteiro, diferente do bulging que atua na borda do mineral. Subgrain rotation ocorre a médias taxas de temperatura (400-600°) e deformação. (objetiva 10 mm, polarizadores cruzados)(MP-72).

Figura 52: Lamelas de deformação em cristal de quartzo no alto da figura. Esse tipo de recristalização ocorre a baixas temperaturas (250-400°). Nota-se também recristalização do tipo bulging no meio dos cristais que é indicativo de recristalização a baixas temperaturas (300°) ( objetiva 10 mm, polarizadores cruzados)(MP-71).

.

Figura 53: Recristalização dinâmica do tipo chessboard . Este processo é indicativo de recristalização a altas temperaturas (objetiva 10 mm, polarizadores cruzados)(MP-71).

Figura 54: Camada de quartzo com contatos poligonizados típico de recristalização estática. A função é ajustar os contatos dos grãos para diminuir sua energia livre. Ocorre geralmente a médias temperaturas (500°) (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados)(MP-92).

Figura 55: Recristalização estática em camada de quartzo. Nesse processo ocorre afrouxamento da rede cristalina após a deformação. Os contatos livres de strain, agora tende a se poligonizar e manter um arranjo mais organizado (objetiva 5 mm, polarizadores cruzados).(MP-101)

Figura 56: Falha transcorrente D5

Figura 57: Aspecto petrográfico dos basaltos da região. Nota-se ao centro da fotografia um fenocristal de plagioclásio (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados).(MP-20).

Figura 58: Mapa metamórfico simplificado da Zona de Interferência entre as faixas Brasília e Ribeira (Peternel, 2005).

Figura 59: Gráfico de estabilidade das associações minerais do metamorfismo principal em granada-sillimanita gnaisses. O campo de estabilidade indica metamorfismo em fácies anfibolito alto/granulito sob pressão moderada (gráfico de Yardley).

Figura 60: Porfiroclasto de granada com grãos prismáticos de sillimanita e biotita (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-170)

Figura 61: Gráfico P-T com o campo de estabilidade das associações metamórficas ortopiroxênio + clinopiroxênio + granada + plagioclásio + hornblenda indicando metamorfismo em fácies granulito.

Figura 62: Aspecto petrográfico dos granulitos da área. Nota-se a presença ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-170)

Figura 63: Grãos de anfibólio azulado crescendo a partir de anfibólios verdes. Estes anfibólios azulados são indicativos de metamorfismo em fácies xisto verde enquanto os anfibólios verdes indicam fácies anfibolito alto (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados). (MP- 72)

Figura 64: Cloritas crescendo a partir de granadas (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados). (MP- 72)

Figura 65: Grãos de epidoto crescendo a partir de alanitas ( textura ovo frito) (objetiva 2,5 mm, polarizadores descruzados).(MP-01)

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Localização da área

A área de mapeamento situa-se na porção sudoeste de Minas Gerais divisa com o Estado de São Paulo, na região da cidade de Gonçalves (fig.1). A mesma se encontra na folha topográfica Paraisópolis (IBGE – 1:50.000 ; SF-23-Y-B-V-1), limitadas pelas coordenadas UTM 410000W e 424000W e 7484000S e 7524000S .



Figura 1 – Imagem de satélite com as principais cidades próximas da área de mapeamento representado pelo polígono branco (Fonte: Google Earth).

## 1.2 Objetivos

O objetivo do presente trabalho é contribuir para uma melhor compreensão da evolução termo-tectônica das faixas Brasília e Ribeira, principalmente na zona de interferência entre estas duas faixas móveis neoproterozóicas. Inclui mapeamento geológico na escala 1:50.000 (Anexo 1), seções geológicas (Anexo 2), mapa de pontos (Anexo 3) além de análise estrutural, microtectônica e metamórfica através de dados de campo e petrografia.

## 1.3 Nomenclatura

- Nas análises microscópicas utilizou-se a classificação de texturas miloníticas da seguinte maneira (Sibson, 1977):

10%-50% de matriz recristalizada - Protomilonito

50%-90% de matriz recristalizada - Milonito

>90% de matriz recristalizada - Ultramilonito

- Para estudos microtectônicos foram utilizados termos descritos em Passchier & Trouw (1996)

- A concentração (% de volume) de minerais máficos será descrita como índice de cor (i.c) de acordo com a classificação da subcomissão IUGS (Streckeisen, 1967) e esta de acordo com os seguintes termos:

- i.c. < 5 % - rochas hololeucocráticas;
- i.c. < 5 – 30 % - rochas leucocráticas;
- i.c. < 30-60 % - rochas mesocráticas;
- i.c. < 60-90 % - rochas melanocráticas
- i.c. > 90 % - rochas hipermelânicas;

Foram usados os seguintes termos para descrever macroscopicamente a espessura dos níveis dos litotipos : lâmina < 1cm; camadas delgadas 1 -10cm; médias 10 – 30cm; espessas 30 – 100cm; muito espessas >100cm. A granulometria em ambas as escalas segue a convenção (Williams et al., 1985): muito fina < 0,1mm; fina 0,1-1,0mm; média 1-5mm; grossa 5-30mm ; muito grossa > 30mm.

## **1.4 Metodologia**

### **1.4.1 - Trabalho de campo**

As atividades referem-se ao mapeamento geológico detalhado na escala 1:25.000 de uma área com aproximadamente 208 km<sup>2</sup> localizada a oeste da cidade de São Bento do Sapucaí e sul do município de Paraisópolis. O material usado basicamente foi: folha topográfica (Folha Paraisópolis, 1:50.000; IBGE, 1971) e instrumentos de campo como martelo, bússola, GPS e lupa de 10 aumentos. O trabalho de campo teve como finalidade a identificação das unidades litológicas, descrição dos litotipos, análise estrutural, determinação de contatos e coleta de amostras.

### **1.4.2 - Trabalho em laboratório**

As atividades de laboratório foram realizadas nas dependências do Departamento de Geologia da UFRJ. O primeiro objetivo foi levantamento bibliográfico de trabalhos anteriores em relação à geologia regional e local. Foram confeccionadas lâminas delgadas para análise petrográfica e microtectônica. As análises petrográficas foram feitas no laboratório J2-20 com auxílio de microscópio binocular Zeiss Axioplan 2. Após a verificação de dados petrográficos consistentes e amostras de rocha foi elaborado um mapa geológico e estrutural e seções geológicas para a confecção de um modelo geológico bem elaborado.



## 2. GEOLOGIA REGIONAL

### 2.1 – Faixa Brasília

A Faixa Brasília (Almeida 1977) encontra-se na margem oeste do Cráton São Francisco, se estende por mais de 1.000km e consiste em um empilhamento de nappes apresentando vergência para E-SE (fig. 2)(Valeriano et al. 2008). Este conjunto de nappes foi gerado pela convergência entre as paleoplacas Paranapanema e Sanfranciscana (Trouw et al. 2000; Campos Neto et al. 2005) e fechamento da Bacia Andrelândia (Ribeiro et al. 1995) compostas por metassedimentos da Megassequência Andrelândia (Pacciulo et al., 2000) e lascas de seu embasamento. O metamorfismo varia desde fácies xisto-verde acima do cráton até fácies granulito na parte interior da faixa (Campos Neto & Caby 2000; Trouw et al. 2000; Valeriano et al. 2008).

### 2.2 – Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira situa-se a sul e sudeste do Cráton de São Francisco, se estende por cerca de 1.400 km e consiste em um empilhamento de nappes apresentando vergência para NW. Este conjunto de nappes foi gerado pela convergência entre as paleoplacas Sanfranciscana e a microplaca Serra do Mar e posteriormente com o paleocontinente Congo. É referente ao segundo estágio colisional ocorrido durante a Orogênese Brasiliana. Contemporaneamente foram formadas zonas de cisalhamento de direção NE-SW de caráter dúctil que afetaram rochas metassedimentares e ígneas com movimento ora transcorrente ora up-dip registrando o final dessa orogênese.

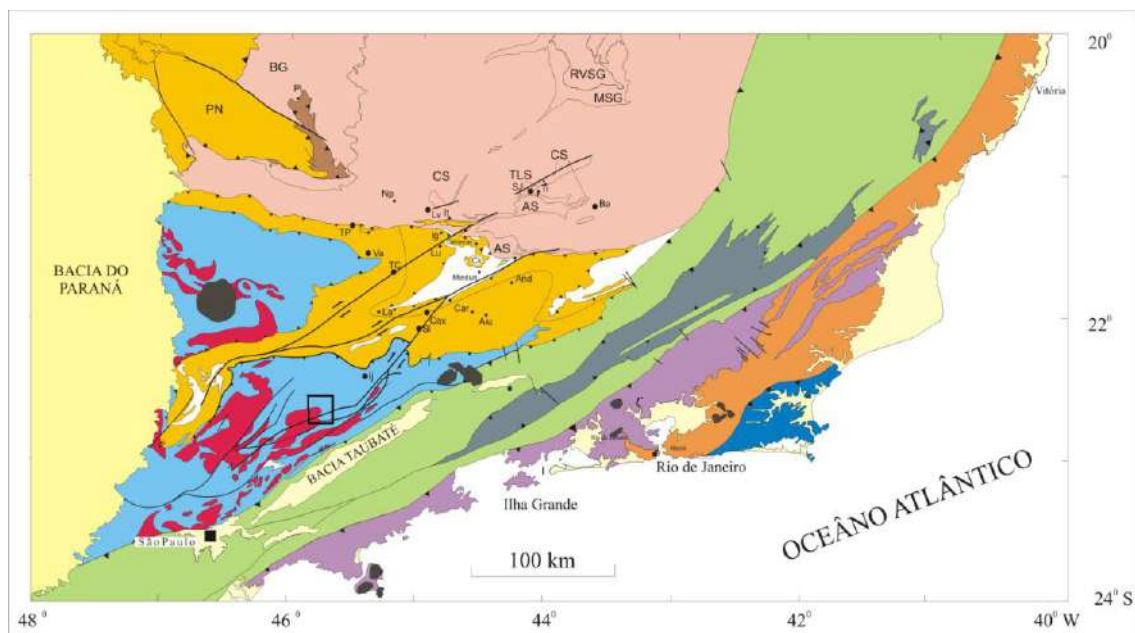


Figura 02: Mapa tectônico regional com a área de estudo delimitada pela quadricula preta (Trouw. et. al. 2000)

### 2.3 – Zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira

Localizada na borda meridional do Cráton do São Francisco é delimitada por estruturas que são o resultado da evolução do segmento meridional da Faixa Brasília e por estruturas características da Faixa Ribeira (fig.3) (Trouw et al. 2003).

A parte sul da Faixa Brasília apresenta uma evolução geotectônica final no período entre 650 e 600 Ma (Dardenne 2000, Pimentel et al. 2000, Valeriano et al. 2004, 2008) e se refere ao fechamento do oceano Brazilides com subducção da placa Sanfranciscana (placa inferior) para W e formação de arco magmático na placa Paranapanema (placa superior) resultando na formação da Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto et al. 2005) que representa um arco magmático cordilheirano. A Faixa Ribeira (Hasui et al. 1975, Trouw et al. 2000, Heilbron et al. 2004, 2008) estruturou-se logo em seguida no período entre 600 – 550 Ma em função do evento posterior colisional que se refere ao fechamento do oceano Adamastor com subducção para SE da Placa Sanfranciscana (placa inferior) sob a Microplaca Serra do Mar (placa superior) e/ou Arco Magmático Rio Negro e colisão final.

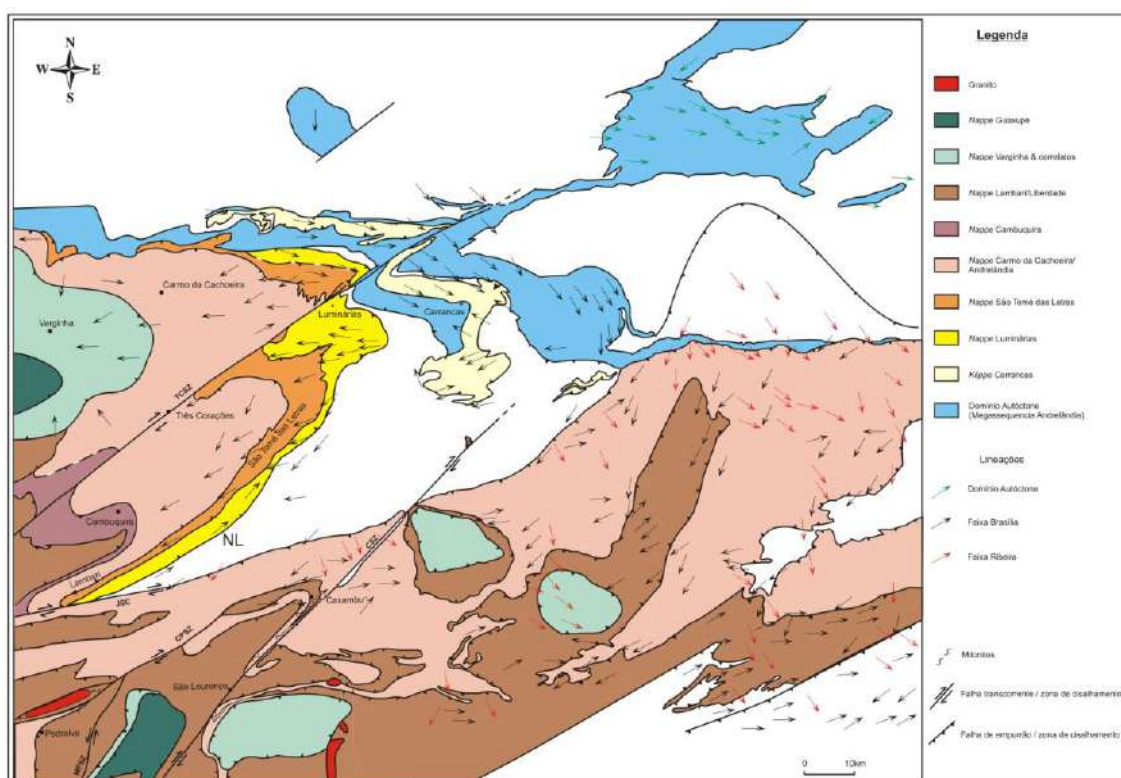


Figura 03: mapa tectônico-estrutural da zona de interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira (Trouw et. al. 2000)

## 2.4 – Nappe Socorro-Guaxupé

Trata-se de uma espessa lasca (c.a 15 km) tectônica de crosta continental profunda com transporte tectônico para E-SE (fig. 4) em direção a margem sul/sudeste do Cráton do São Francisco e esta dividida em três unidades distintas : Unidade Granulítica (Inferior), Unidade Diatexítica (Intermediária) e Unidade Migmatítica (Superior) (Campos Neto & Caby 2000).

- **Unidade Inferior:** Representada por Opx-Cpx-Amp-Bt±Grt granulito-gnaisses bandados, esverdeados, enderbíticos a charnoenderbíticos, com intercalações decimétricas de gnaisses gabronoríticos e leucossomas estromáticos hololeucocráticos, charnoquíticos e enderbíticos. O topo desta unidade é constituído de Hbl e Bt-Hbl gnaisses, tonalíticos a granodioríticos, intercalados com anfibolitos e bandas estromáticas leucotonalíticas/trondjemíticas.
- **Unidade Intermediária:** Representada por apresentar Hbl-Bt-Cpx gnaisses migmatíticos, dioríticos a tonalíticos, que gradam lateralmente para granitos porfiríticos deformados de origem anatética.
- **Unidade Superior:** Representada por apresentar predominância de Grt-Sil-Crd-Bt gnaisses bandados com leucossomas portadores de Grt e Bt, intercalados com Sil-Ms quartzitos, gnaisses quartzosos, calcissilicáticas, raros mármore, Hbl gnaisses e anfibolitos.

Este grande domínio alóctone é segmentado em dois lobos principais: Guaxupé ao norte e Socorro ao sul, são separados por zonas de cisalhamento e por uma megaestrutura antiformal (Fig.2). Nos dois lobos é possível reconhecer a foliação metamórfica principal, predominantemente recumbente que também pode ocorrer dobrada e reestruturada segundo NE-SW, como no caso da Nappe Socorro, inserida na Zona de interferência.

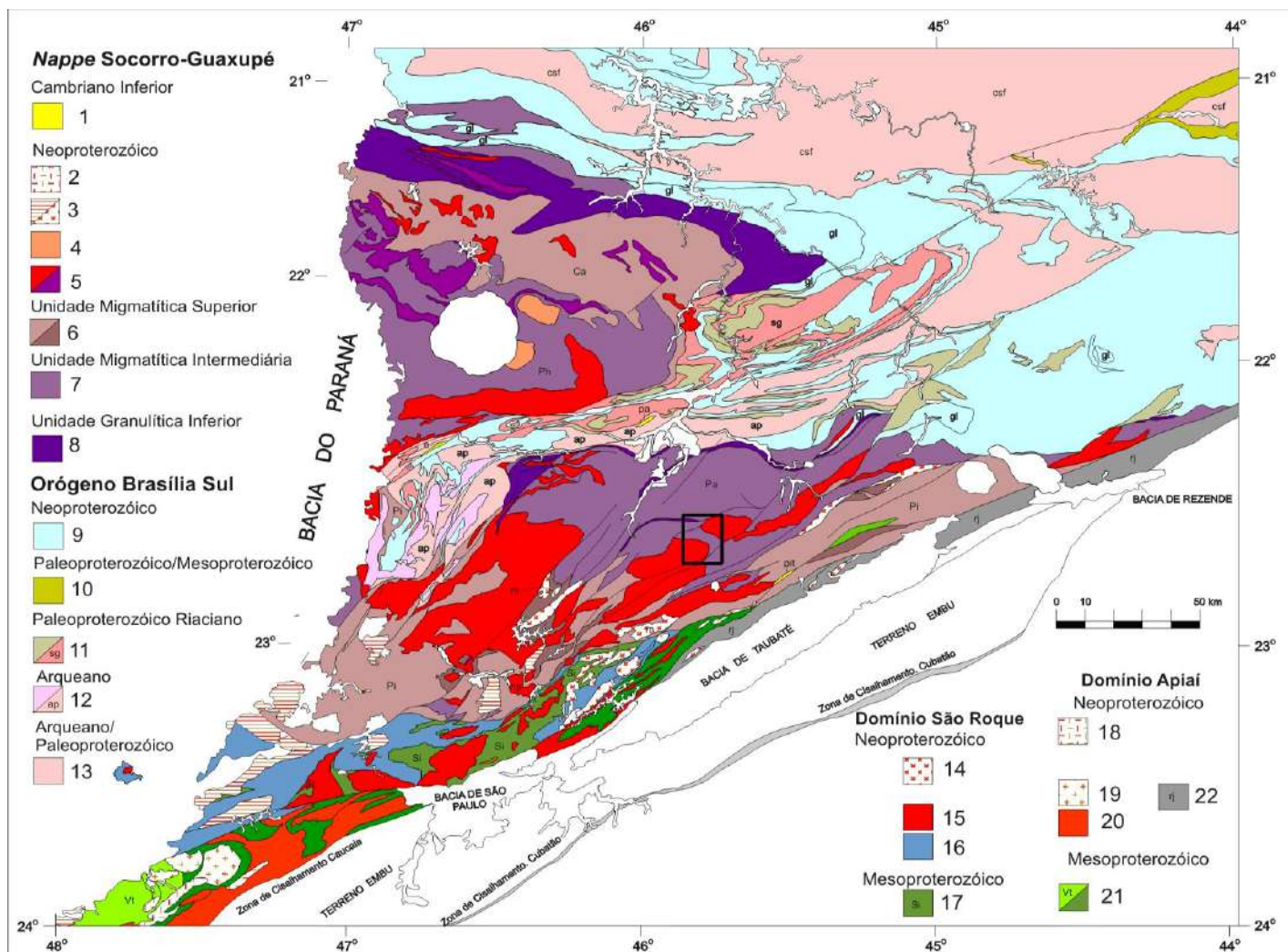


Figura 04: Mapa Geológico da Nappe Socorro-Guaxupé e do Domínio São Roque área de estudo delimitada pela quadricula preta (Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2004).

### **3. UNIDADES DE MAPEAMENTO**

Os litotipos mapeados foram organizados e reconhecidos em cinco unidades de mapeamento que representam as associações litológicas na escala de mapeamento (1:25.000).

- Anfibólio-Biotita Gnaiss migmatítico estromático
- Sillimanita-Granada-Gnaiss
- Biotita Gnaiss migmatítico com rochas calci-silicáticas
- Quartzito
- Gnaisses granitóides de composição granítica a granodiorítica

#### **3.1. Anfibólio-Biotita Gnaiss migmatítico estromático**

Esta unidade é constituída por anfibolitos e gnaisses (Fig. 5 e 6). O gnaiss é de coloração acinzentada e não apresenta fenocristais. A foliação é uma xistosidade contínua definida pelas biotitas e anfibólios. A estrutura estromática é definida por leitos contínuos de espessura até decimétrica composto essencialmente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e escassas granadas. A rocha apresenta um bandamento composicional bem definido pelos níveis com biotita intercalados a níveis quartzo-feldspáticos. Sugere-se que esses veios anatéticos leucossomáticos, que definem o bandamento, tenham sido formados por fusão parcial no auge do metamorfismo. Apresenta intercalação com lentes de rochas calci-silicáticas, porém sugere-se que o protólito seja de origem ígnea.





Figura 5: Textura migmatítica estromática do anfibólio-biotita-gnaiss em escala de afloramento. Martelo = 90 cm. (MP-118).



Figura 6: Dobras fechadas  $D_2$ . Nota-se a deformação progressiva dos cristais de anfibólio nos flancos em comparação com a charneira da dobra. (MP-143).

### 3.1.1 Petrografia

A rocha apresenta estrutura migmatítica com melanossomas compostos essencialmente por biotita e anfibólio e leucossomas quartzo-feldspáticos. Sua granulometria varia de fina a média. Os cristais maiores são de anfibólio, plagioclásio e K-feldspato enquanto a matriz é composta por quartzo, biotita, K-feldspato e plagioclásio. A foliação é contínua definida pela orientação preferencial de grãos alongados, hipidiomórficos de biotita e anfibólio. O **anfibólio** é de coloração verde e apresenta pleocroísmo verde-musgo a verde pálido (hornblenda-actinolítica). Tem granulometria atingindo até 2mm. O **quartzo** ocorre geralmente na forma de agregados equigranulares, apresenta extinção ondulante e granulometria entre 0,5 e 1mm. O **plagioclásio** tem granulometria entre 1 e 2mm. É reconhecido pela geminação polissintética. Em geral são hipidiomórficos. É comum observar as biotitas na forma de inclusão. O **K-feldspato** é microclina, reconhecido por apresentar geminação tartan bem marcante. Sua granulometria varia entre 1 e 1,5mm. Encontra-se geralmente hipidiomórfico. A **biotita** é reconhecida pelo seu hábito prismático e clivagem muito bem definida. Sua granulometria varia entre 0,5 e 1mm e apresenta coloração marrom. A **granada** exibe cor natural e é hipidiomórfica. Sua granulometria não ultrapassa 1mm. A **clorita** apresenta coloração verde, é hipidiomórfica e aparece crescida a partir das biotitas. As **apatitas** são cíclicares e aciculares e granulometria menor que 0,5mm. O **zircão** apresenta-se com cor natural. É hipidiomórfico, tem granulometria menor que 0,5mm e geralmente está incluso em grãos de feldspato. Os **opacos** são aparentemente secundários, estão associados a níveis máficos e tem granulometria entre 0,5 e 1mm.



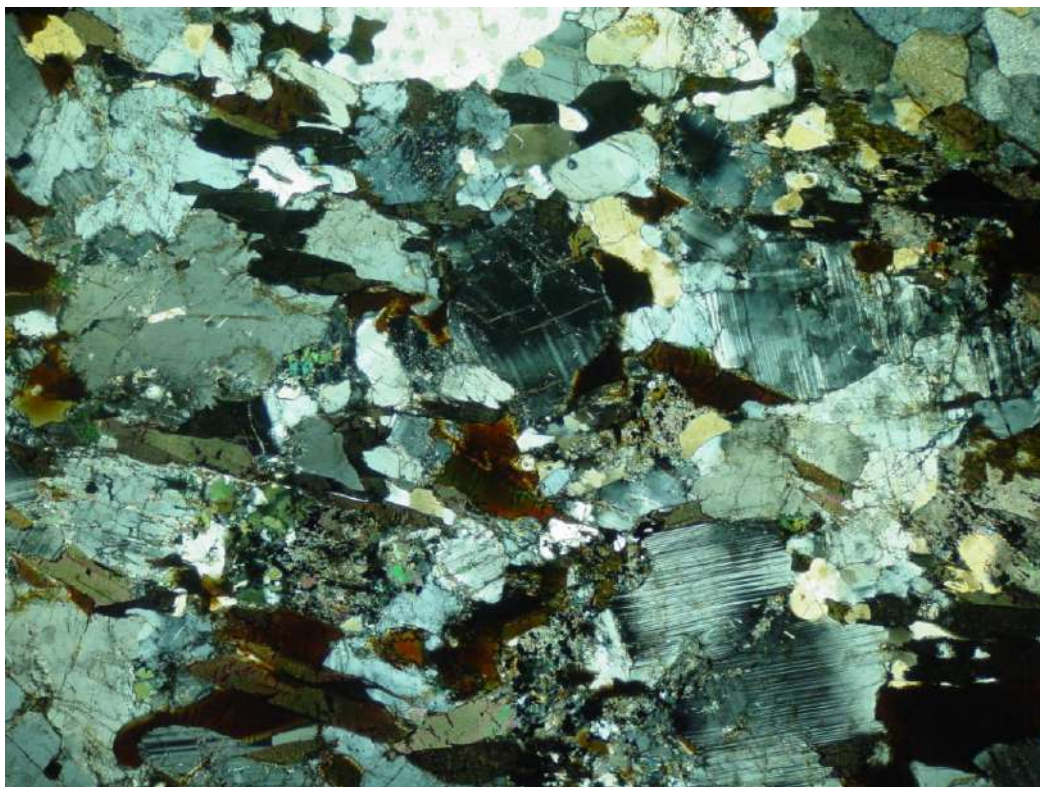


Figura 7: Textura do anfibólio biotita gnaiss migmatítico estromático. (objetiva 2,5 mm, polarizadores cruzados). (MP-149)



Figura 8: Textura típica do anfibólio-biotita gnaiss migmatítico estromático no qual é possível ver a biotita crescendo a partir dos anfibólios. (objetiva 2,5 mm, polarizadores descruzados) (MP-149)



### 3.2 Sillimanita-Granada-Gnaiss

O gnaiss é de coloração negra quando fresco e avermelhado quando alterado e não tem porfiroblastos. A granulometria varia desde fina a média e como foliação apresenta uma xistosidade contínua definida por minerais prismáticos e planares alinhados que caracteriza a foliação principal da área. Em alguns restritos pontos a unidade apresenta somente sillimanita e granada como mineralogia sugerindo ser um restito de fusão parcial. O protólito dessa unidade é pelítico, pois em grande parte das rochas é observada a presença de sillimanita e granada.



Figura 9: Afloramento bastante alterado do sillimanita-granada-gnaiss. (MP-140)



Figura 10: Sillimanita-Granada-Gnaiss com leucossomas paralelos a  $S_2$  e pegmatitos truncando a foliação principal. (MP-168)

### 3.2.1 Petrografia

A rocha é composta essencialmente por biotita, sillimanita, granada, plagioclásio, K-feldspato e quartzo como mineralogia essencial (Fig. 11,12 e 13). Os minerais acessórios são: muscovita, clorita, apatita e opaco. A rocha apresenta granulometria fina a média e porfiroclastos ou porfiroblastos de K-feldspato, plagioclásio e granada. É reconhecida uma xistosidade contínua definida pelas biotitas e sillimanitas prismáticas. A **biotita** é hipidiomórfica e apresenta granulometria com até 3mm . É o mineral mais abundante da rocha e define a xistosidade da mesma. A **sillimanita** é prismática, hipiomórfica e apresenta uma clivagem muito bem definida. Tem granulometria entre 2 e 3mm e define a xistosidade da rocha. A **granada** é hipidiomórfica, esta parcialmente substituída por clorita e tem granulometria com até 6mm. O **plagioclásio** é hipidiomórfico e é reconhecido pela sua geminação polissintética. Sua granulometria varia de 2 a 3mm. O **K-feldspato** é reconhecido por apresentar geminação tartan. É hipidiomórfico e tem granulometria com até 2mm. A rocha apresenta mais plagioclásio em relação ao K-feldspato. O **quartzo** se encontra com extinção ondulante, lamelas de deformação e recristalizado. Apresenta granulometria entre 1 e 3mm. A **muscovita** é xenomórfica quando preenche fraturas e hipiomórfica quando paralela a foliação principal. Ocorre na matriz em grãos submilimétricos (<1mm) xenomórficos. A **clorita** aparece preenchendo fraturas geralmente nas granadas ou crescendo a partir da biotita. Apresenta granulometria com até 1mm. A **apatita** aparece em cristais pequenos, aciculares e ciculares. Tem granulometria com até 1mm. Os **opacos** são essencialmente secundários, aparecem preenchendo fraturas. Estão sempre associados a granada e biotita.

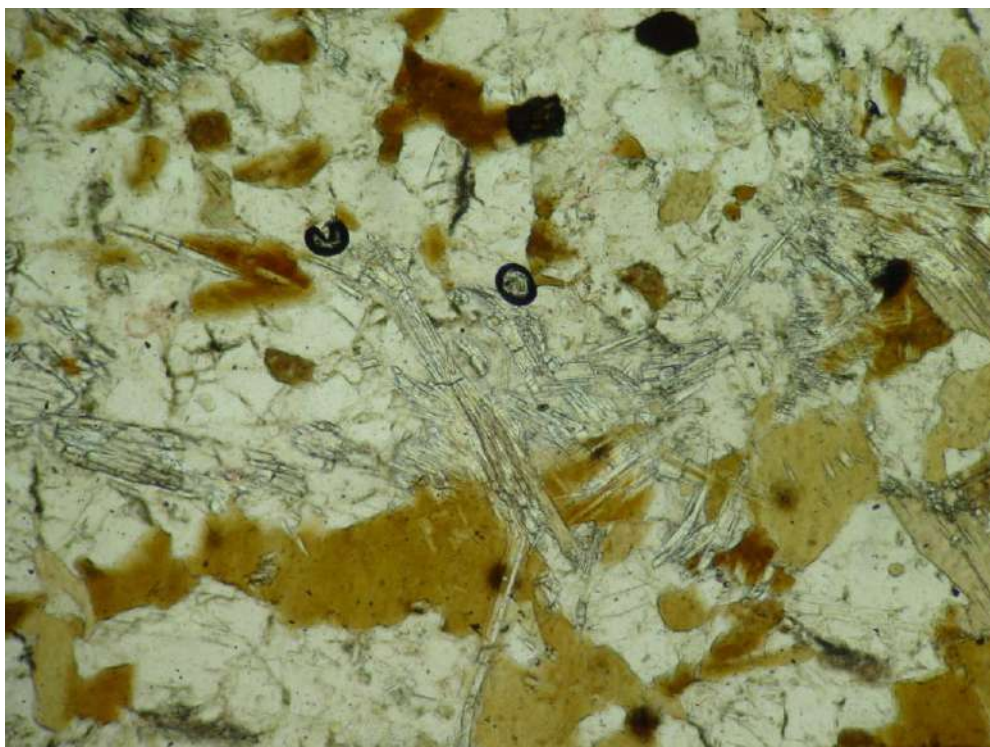


Figura 11: Sillimanita fibrolítica e agregados de biotita, quartzo e feldspato (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados). (MP-170)



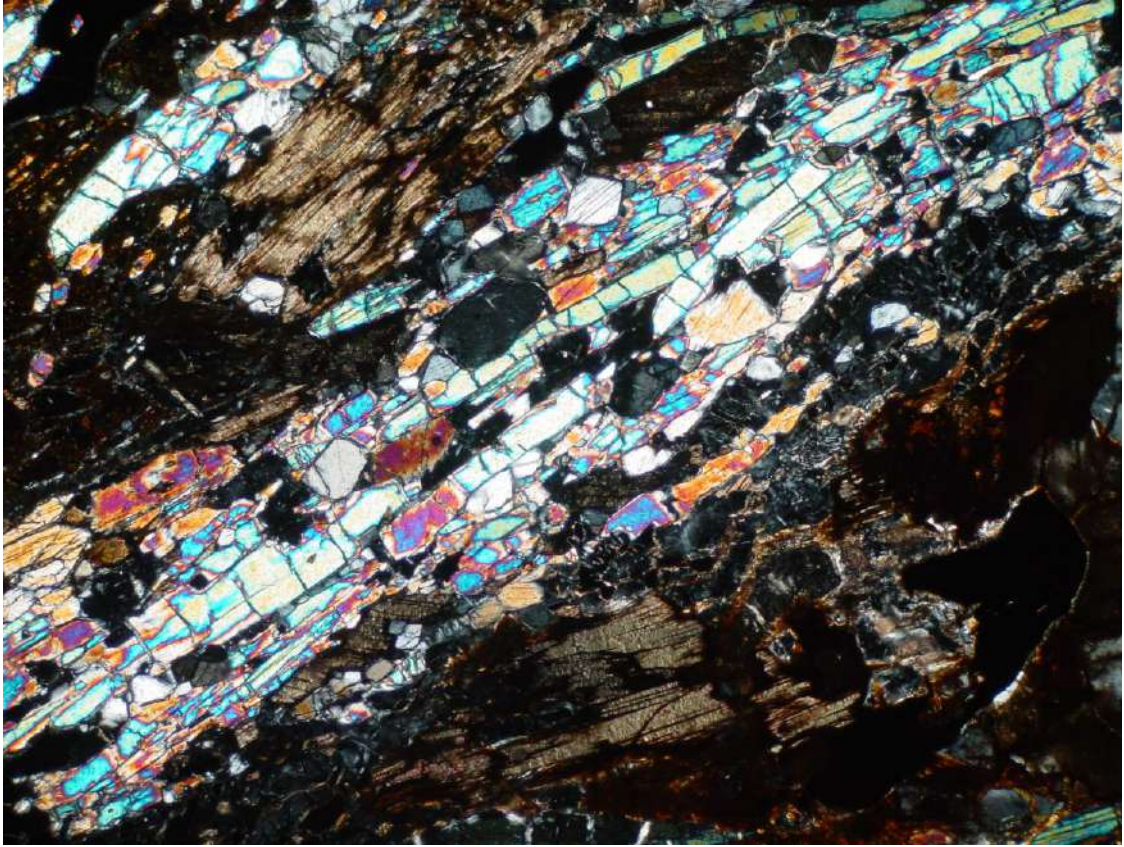


Figura 12: Textura nematoblástica em grãos hipiomórficos de sillimanita prismática e biotita, alinhados segundo a foliação principal  $S_2$  (objetiva 2,5 mm, polarizadores cruzados). (MP-140)



Figura 13: Cristais hipidiomórficos de sillimanita prismática, e biotita. (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados) (MP-170)



### 3.3 Biotita Gnaiss migmatítico com rochas calcio-silicáticas

O gnaiss é de coloração acinzentada e apresenta raros porfiroblastos de plagiocásio e K-feldspato. A granulometria varia desde fina a média. Apresenta bandamento composicional muito bem definido entre camadas tabulares melanocráticas compostas essencialmente por biotita e em menor quantidade anfibólio e leucocráticas de composição quartzo-feldspática. As lentes de rochas calcio-silicáticas e a intercalação com os quartzitos são indicativos que esta unidade tem o protólito de origem sedimentar.



Figura 14: Gnaiss migmatítico estromático. Notar a presença de melanossomas e leucossomas quartzo-feldspáticos dobrados e paralelos a foliação  $S_2$ . A esquerda da foto aparece uma camada de rocha calcio-silicática sem deformação (MP-92).

### 3.3.1 Petrografia

A rocha apresenta estrutura migmatítica com melanossomas compostos essencialmente por biotita e leucossomas quartzo-feldspáticos. A granulometria varia de fina a média. Nos níveis monominerálicos apresenta granulometria fina enquanto nos níveis poliminerálicos tem granulometria grossa. Os cristais maiores são de plagioclásio e K-feldspato enquanto a matriz é composta por quartzo, biotita, K-feldspato e plagioclásio (fig. 15, 16 e 17). O **quartzo** ocorre na forma de agregados equigranulares, apresenta extinção ondulante, lamelas de deformação e granulometria entre 1 e 4 mm. O **plagioclásio** tem granulometria entre 2 e 5 mm. É reconhecido pela geminação polissintética. Em geral são hipidiomórficos, porém encontram-se recristalizados e com forte extinção ondulante. É comum observar as biotitas na forma de inclusão. O **K-feldspato** é microclina, reconhecido por apresentar geminação tartan bem marcante. Sua granulometria varia entre 2 e 7 mm. Encontra-se ora hipidiomórfico ora recristalizado. A **biotita** é reconhecida pelo seu hábito prismático e clivagem muito bem definida. Sua granulometria varia entre 2 e 3 mm. É o mineral mais abundante da rocha. O **clinopiroxênio** apresenta clivagem muito bem definida e cores de birrenfringência azul. Sua granulometria varia entre 1 e 3 mm e se encontra como mineral essencial das rochas calcio-silicáticas que estão na forma de enclaves dentro da unidade. A **clorita** apresenta coloração verde, é hipidiomórfica e cresceu a partir da biotita. O **anfíbólio** apresenta coloração verde, é hipidiomórfico e sua clivagem é de difícil visualização. Geralmente aparece crescido a partir do clinopiroxênio.

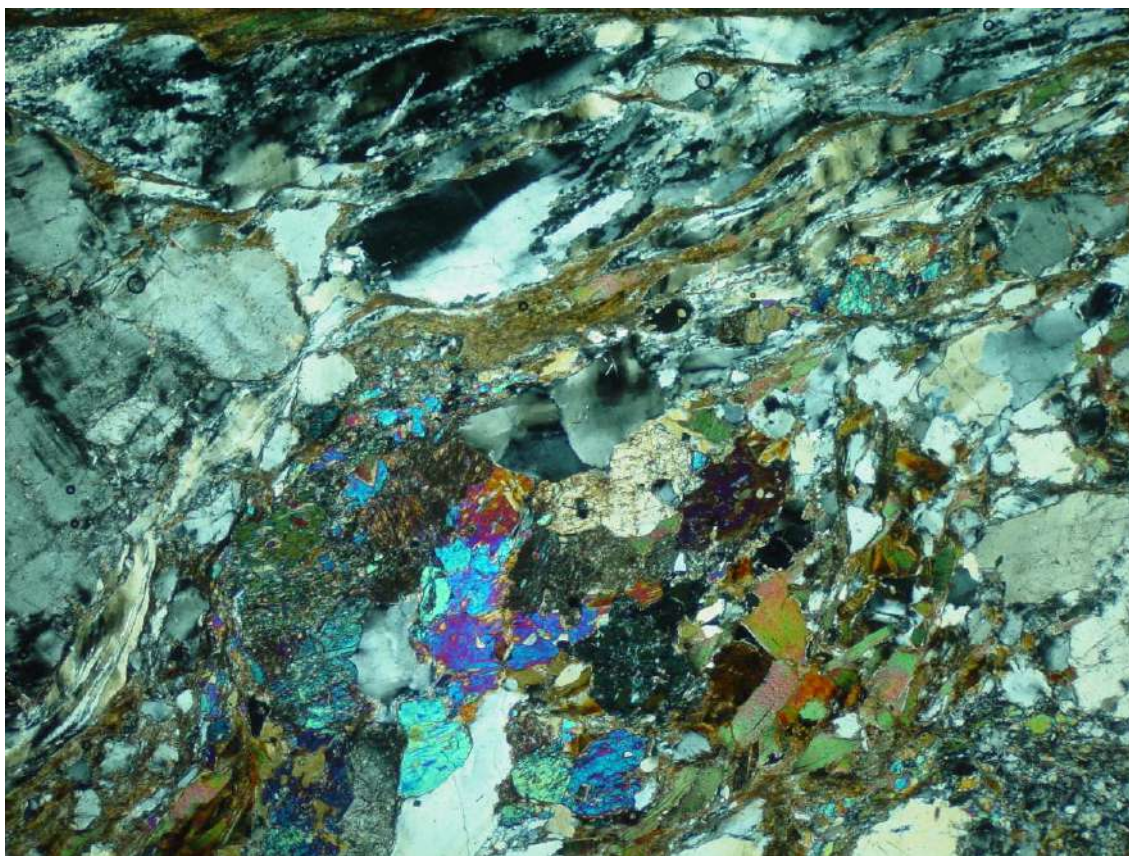


Figura 15: Calcio-silicática com grãos de plagioclásio e quartzo recristalizado e com extinção ondulante. Observa-se como o clinopiroxênio não é afetado pela recristalização (objetiva 2,5 mm, polarizadores cruzados) (MP-92).



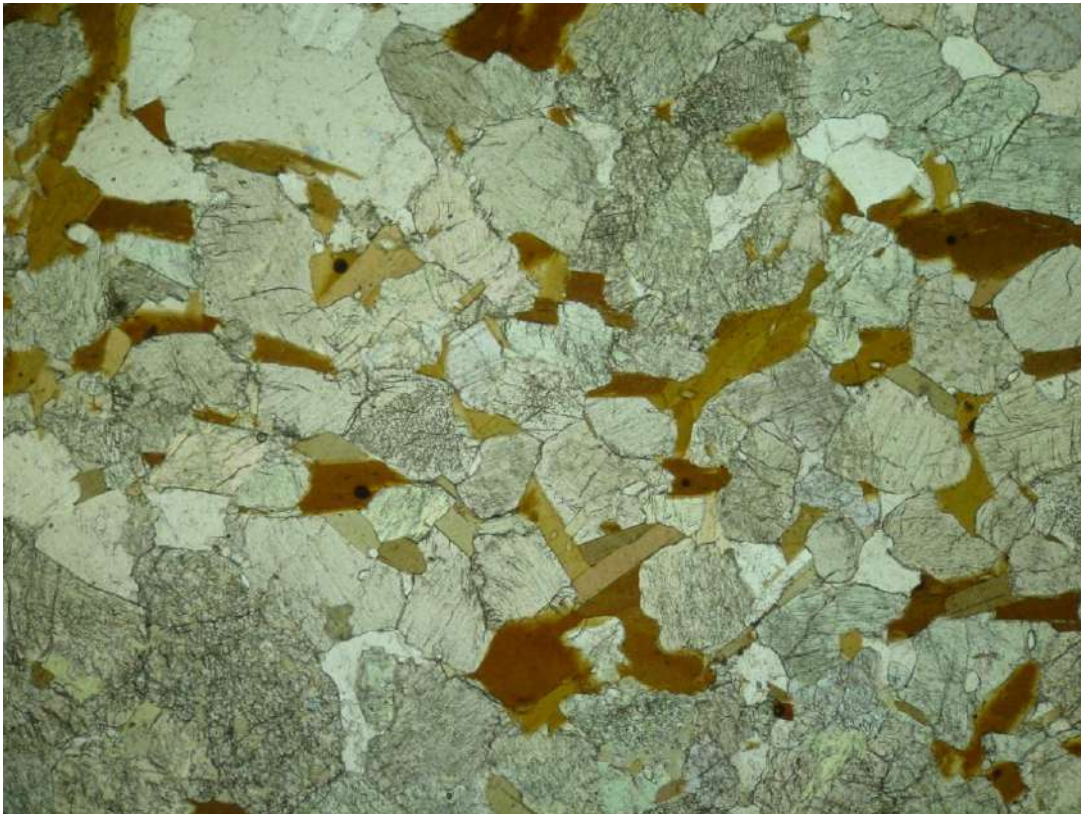


Figura 16: Textura granoblástica em rochas calciosilicáticas compostas essencialmente por clinopiroxênio,biotita, plagioclásio e quartzo (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados)(MP-92)

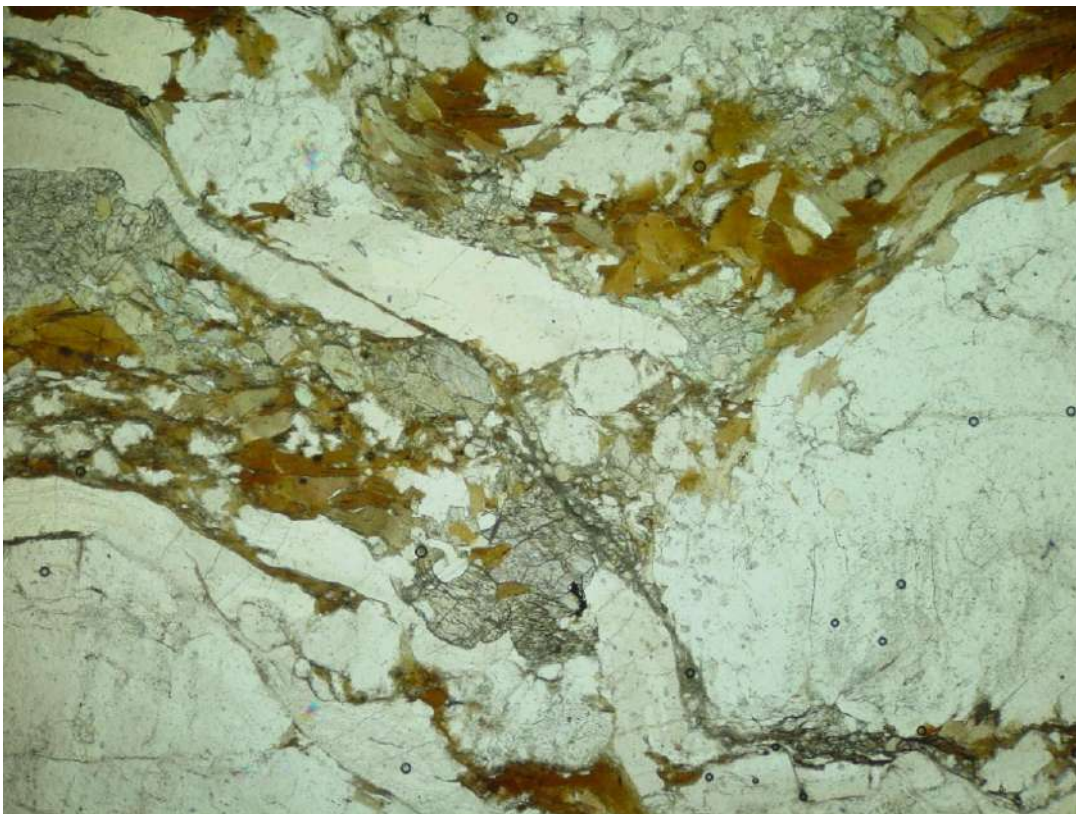


Figura 17: Clinopiroxênio truncado por uma shear band (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados) (MP-92)

### 3.4 Quartzito

O quartzito aparece essencialmente em saibreiras como camadas métricas intercaladas com gnaisses finos alterados (fig. 18). Em total o pacote parece ter uma espessura em torno de 70 metros. A rocha apresenta uma xistosidade definida principalmente pela orientação das sillimanitas e estiramento dos grãos de quartzo. Granada-quartzitos foram observados localmente. Trata-se de uma rocha de cor preta, maciça e fina, composta essencialmente por quartzo, granada, clorita, clinozoisita e escassas biotitas. As cloritas e clinozoisitas são descritas como produto de retrometamorfismo. É um metassedimento derivado de origem química. O protólito da unidade quartzito provavelmente era um arenito.



Figura 18: Afloramento de quartzito alinhado segundo a foliação principal  $S_2$  (MP-94)



### 3.4.1 Petrografia

A rocha é composta essencialmente por quartzo (fig.19 e 20). Como minerais acessórios tem granada, sillimanita e opacos. Nos metaprecipitados químicos tem a mesma mineralogia mais clinozoisita, clorita e biotita. Apresenta granulometria fina a média. O **quartzo** apresenta-se anédrico, extinção ondulante e encontra-se recrystalizado. Sua granulometria varia de 1 a 2mm. A **granada** exibe cor natural laranja, é hipidiomórfica e geralmente tem 1mm de diâmetro. A **sillimanita** apresenta-se fibrosa, paralela a direção de clivagem com granulometria variando de 0,5 a 1mm. A **clorita** tem coloração esverdeada, hábito prismático e cresce a partir das granadas. Geralmente apresenta granulometria menor que 1mm. Os **opacos** são xenomórficos e geralmente são todos secundários crescendo a partir das granadas com granulometria até 1mm. As escassas **biotitas** são marrons, prismáticas e tem granulometria variando de 1 a 1,5mm.

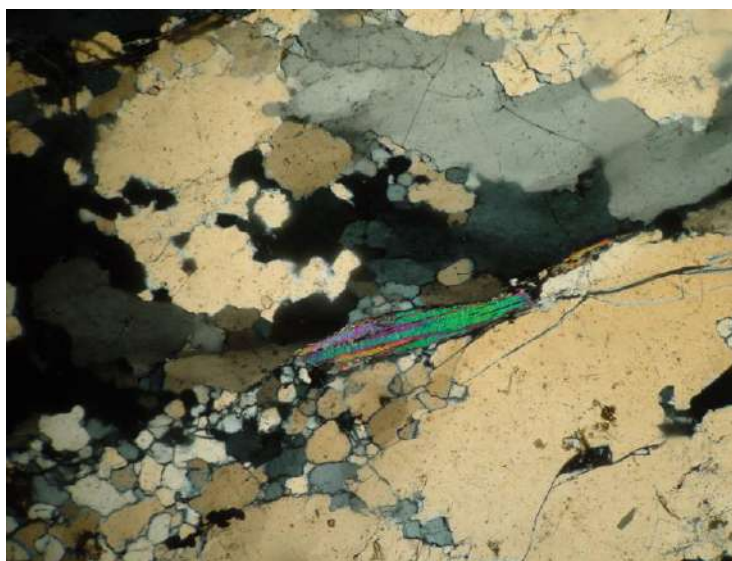


Figura 19: Porfiroblasto de sillimanita envolto por matriz quartzática. (objetiva 2,5 mm, polarizadores descruzados) (MP-88)

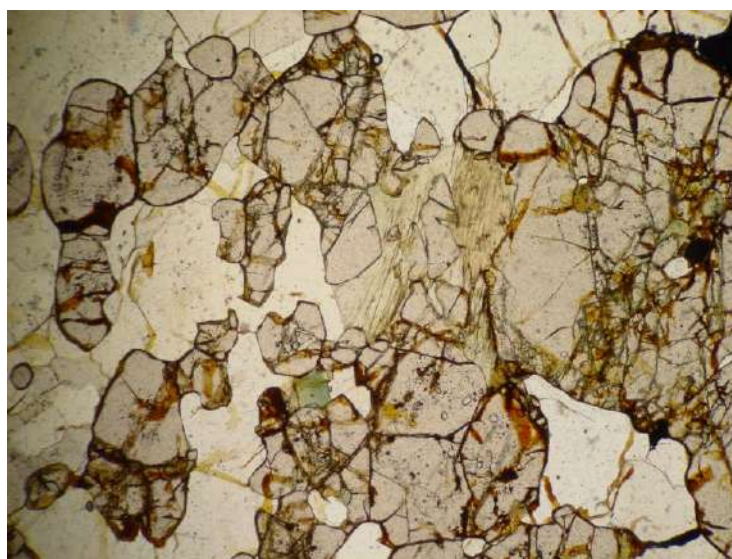


Figura 20: Granada-quartzito com cloritas retrometamórficas crescendo a partir das granadas (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados)(MP-88)



### 3.5 Gnaisses granitóides de composição granítica a granodiorítica

Este corpo compreende grande parte da área mapeada e apresenta uma foliação tectônica bem definida nas bordas do corpo mapeado. No interior do corpo a rocha encontra-se sem deformação alguma (figs 21 e 22). Grande quantidade de xenólitos de anfibolitos e paragneisses foram observados, indicando que essa unidade realmente é intrusiva e logo mais nova que seus encaixantes. Em alguns pontos dentro da unidade foram encontradas rochas granulíticas evidenciado pela paragênese: ortopiroxênio + clinopiroxênio + K-feldspato como variação composicional dentro da unidade.



Figura 21: Granito porfirítico com fenocristais de K-feldspato (MP- 59)



Figura 22: Ortognaisse porfirítico com dobras fechadas de S2 e plano axial subvertical (MP- 59)

### 3.5.1 Petrografia

A rocha possui granulometria média a grossa, textura inequigranular porfirítica, foliação tectônica ou por fluxo definida pela orientação preferencial dos grãos hipidiomórficos de plagioclásio e k-feldspato (fig.23 a 27). O **plagioclásio** tem granulometria entre 1 e 2mm. É reconhecido pela geminação polissintética. Em geral são hipidiomórficos. O **quartzo** ocorre na forma de agregados equigranulares, são hipidiomórficos quando não deformados e xenomórficos quando alongados a foliação principal com granulometria com até 2mm. O **K-feldspato** é microclina, reconhecida por apresentar geminação tartan bem marcante. Sua granulometria varia entre 2 e 7mm. Encontram-se ora hipidiomórficos ora recrystalizados com estruturas do tipo manto-núcleo. As **biotitas** são reconhecidas pelo seu hábito prismático, pleocroísmo marrom e clivagem muito bem definida. Sua granulometria varia entre 1 e 2mm. Os **anfibólios** apresentam coloração verde, são geralmente hipidiomórficos, apresentam clivagem bem definida. Sua granulometria varia entre 2 e 3mm. O ortopiroxênio tem relevo alto, clivagem bem definida e cor rosa. Geralmente tem entre 1 e 2mm. O clinopiroxênio é de coloração verde, relevo alto e clivagem bem definida. Apresenta granulometria entre 1 e 2mm. Os **opacos** são hipidiomórficos e tem coloração preta. Geralmente estão associados a biotitas e anfibólios. Em alguns casos é bordado por cristais de titanita (fig. 23). Sua granulometria varia entre 1 e 2mm. As **titanitas** têm o relevo alto, hábito losangular e apresentam granulometria com até 1mm. As **apatitas** são hipidiomórficas, cíclicas e acíclicas e apresentam granulometria com até 1mm. Os **zirções** ocorrem na forma de pequenos e escassos grãos com granulometria menor que 0,5mm. É reconhecido pelo seu relevo alto e cor de birrefringência alta. A sericita é produto de alteração dos feldspatos.



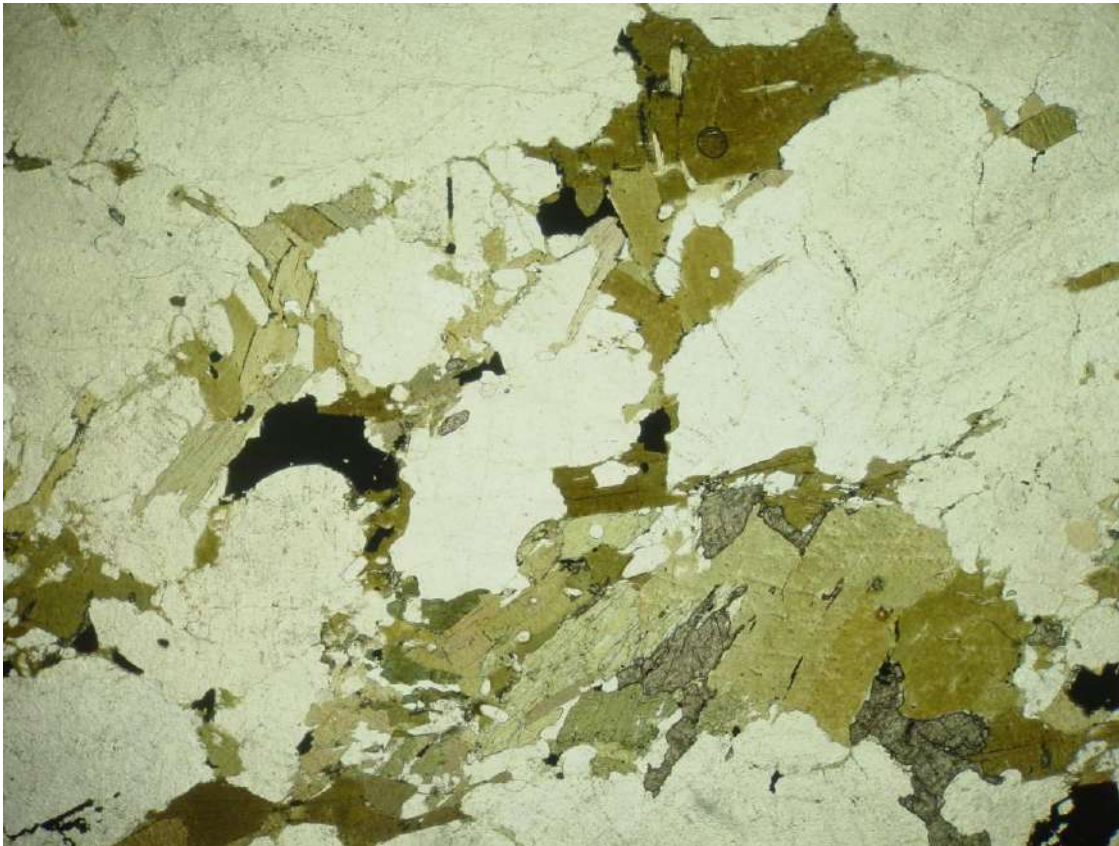


Figura 23: Fácies granítica da unidade Granitóide. Nota-se a presença de quartzo, biotita, opacos e titanita hipidiomórficos (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados).(MP-19)

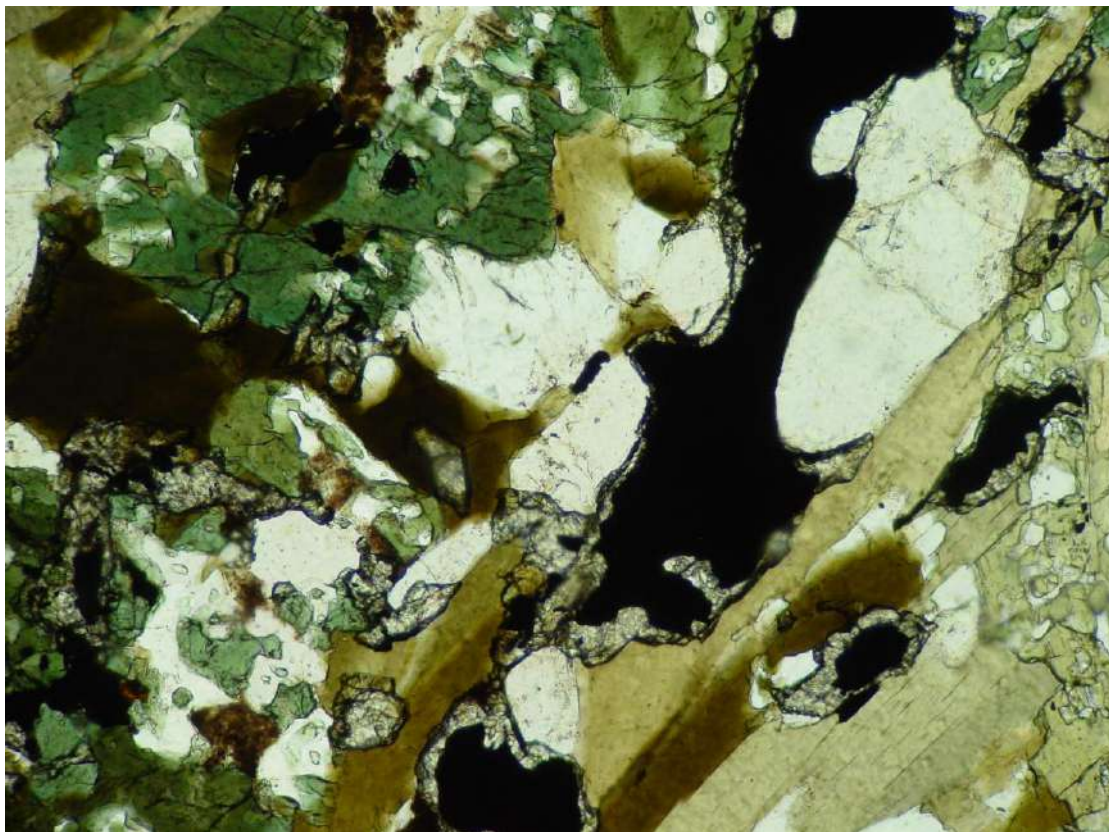


Figura 24: Fácies granodiorítica da unidade Granitoide. Opacos bordejados por titanitas e substituindo os anfibólios (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados). (MP-197)



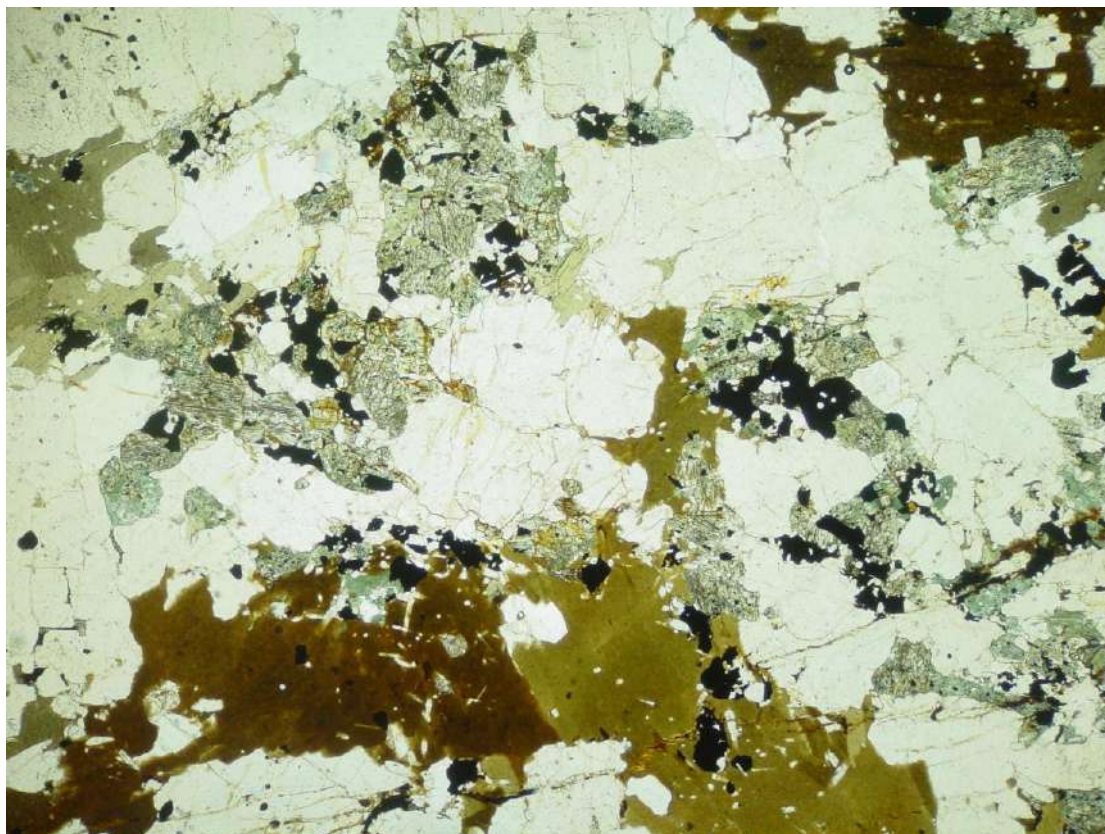


Figura 25: Fácies granodiorítica da unidade Granitoide. Notar o crescimento de anfibólio a partir de clinopiroxênio e biotita a partir de clinopiroxênio e anfibólio (objetiva 2,5mm, polarizadores descruzados). (MP-233)

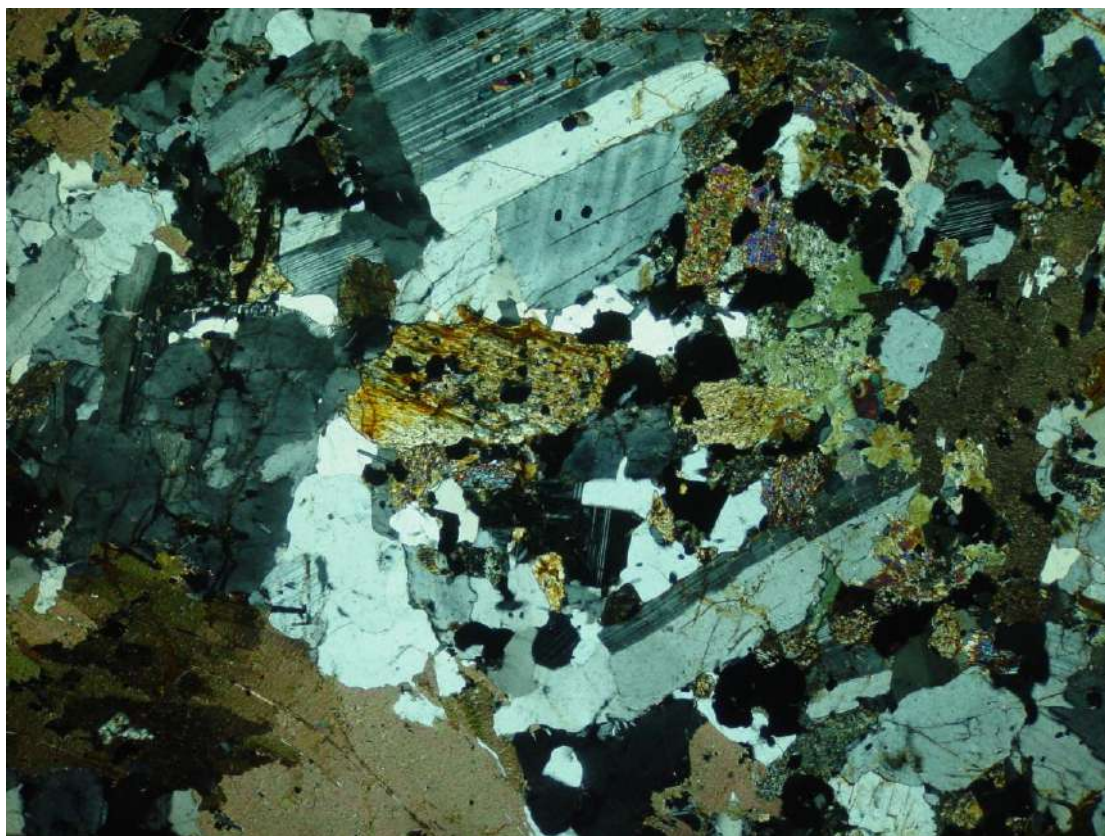


Figura 26: Granodiorito com cristais hipidiomórficos de clinopiroxênio e plagioclásio (objetiva 5 mm, polarizadores cruzados). (MP-233)



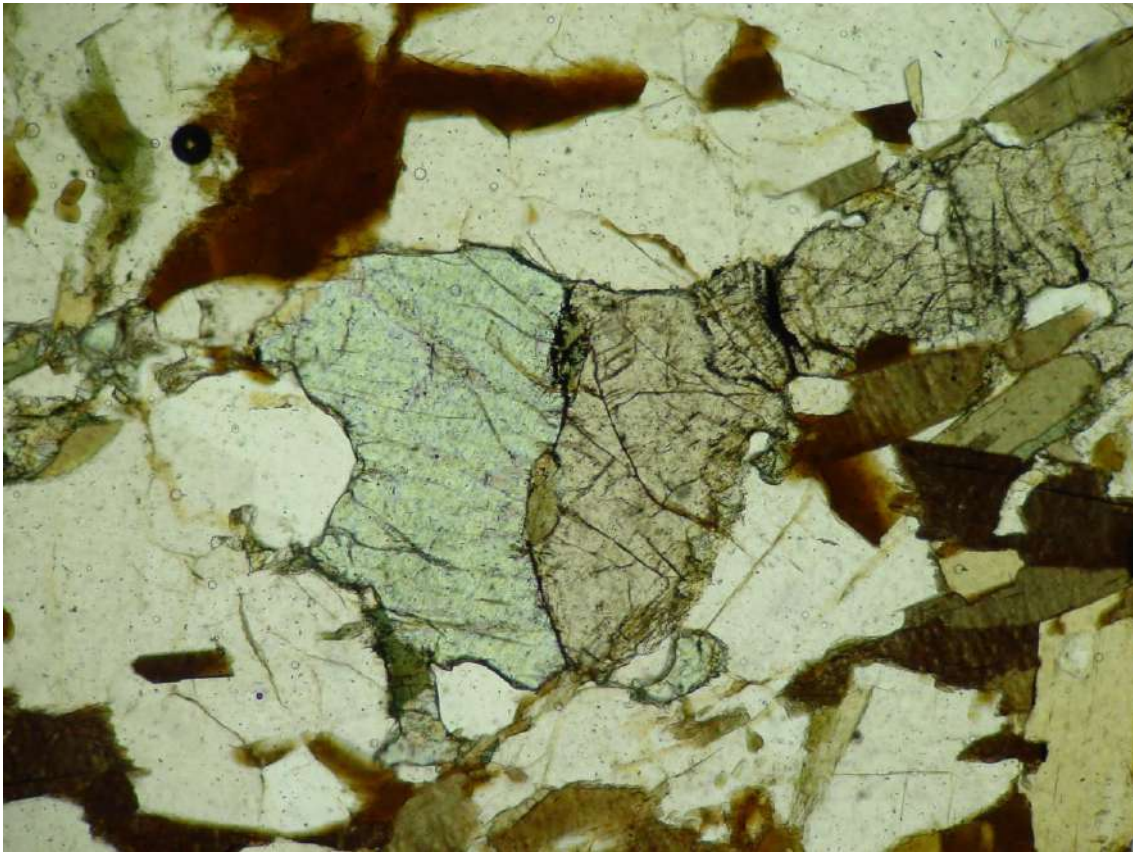


Figura 27: Clinopiroxênio verde em contato com ortopiroxênio rosa (objetiva 20mm, polarizadores descruzados).(MP-89)

## 4. GEOLOGIA ESTRUTURAL E MICROTTECTÔNICA

Nesta região distinguem-se três estágios deformacionais regionais relacionadas às faixas Brasília e Ribeira. A partir de dados de campo e microtectônica foi possível estabelecer pelo menos cinco fases deformacionais locais. As duas primeiras fases, D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub> são interpretadas como produto da Faixa Brasília enquanto as fases D<sub>3</sub> e D<sub>4</sub>, que obliteraram as estruturas geradas na Faixa Brasília são interpretados como produtos da Faixa Ribeira. A última fase D<sub>5</sub> refere-se a falhas rúpteis cenozóicas.

### 4.1. FASE DEFORMACIONAL D<sub>1</sub>

Em áreas adjacentes (Matos, 2008) foram descritos alguns relictos de estruturas, que permitem interpretar a existência de uma fase D<sub>1</sub>. Entretanto, na área descrita aqui não foram observadas estruturas relacionadas a esta fase de deformação. Desta maneira acredita-se que na área de mapeamento elas foram completamente mascaradas pela fase principal D<sub>2</sub>.

### 4.2 FASE DEFORMACIONAL D<sub>2</sub>

Os principais produtos desta fase de deformação são: foliação S<sub>2</sub>, lineação de estiramento e/ou mineral L<sub>2</sub> e dobras fechadas a isoclinais com eixo paralelo a L<sub>2</sub>.

#### • Foliação principal S<sub>2</sub>

É a foliação principal da área e geralmente apresenta mergulho pra S/SE com atitude média 170/70. Nos metassedimentos é definida geralmente pela orientação de biotitas e/ou outros minerais prismáticos e nos gnaisses granitóides pela orientação dos cristais de K-feldspato.

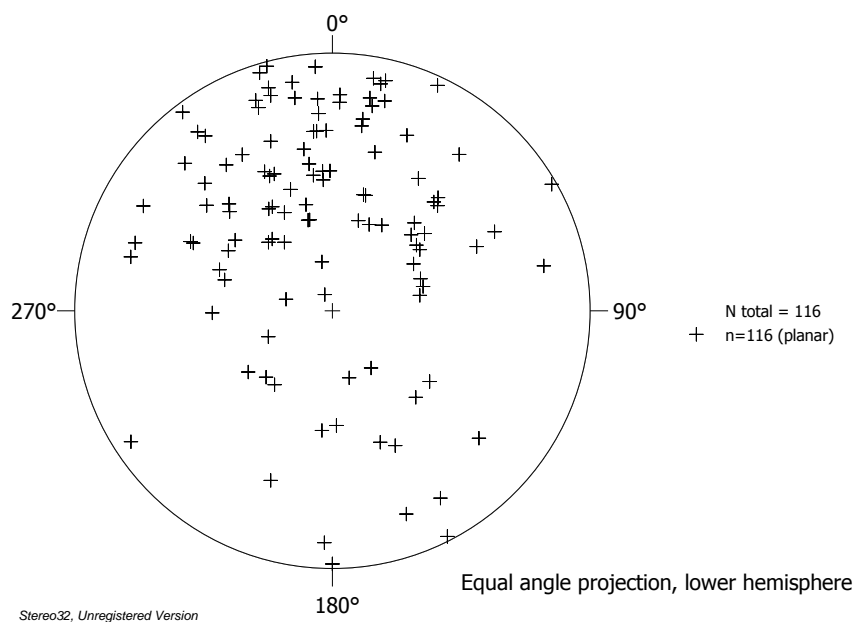


Figura 28: Estereograma da foliação principal S<sub>2</sub> (116 medidas). Isolinhas de porcentagens. A variação nos pólos se deve a posteriores redobramentos.

### • Lineação de estiramento e/ou mineral ( $L_2$ )

Estas lineações foram observadas em quase todas as unidades, com menor intensidade nos gnaisses granitóides. Ela é muito melhor desenvolvida nos metassedimentos mais xistosos e tem atitude média 240/10 com caimento geralmente para SW. É muito comum observar o caimento de  $L_2$  para NE devido à fase deformacional D3 que será descrita mais adiante. Em cortes perpendiculares a foliação e paralelos a lineação foram observados os seguintes indicadores cinemáticos: *book-shelf*, *shear-bands* e deltas, indicando transporte tectônico para E-NE e movimento destral em planta.

### • Dobras $D_2$

São dobras assimétricas, intrafoliais, fechadas a isoclinais (Fig. 31 e 32). A foliação  $S_2$  é plano axial a essas dobras e tem eixos com caimento sub-paralelos a lineação  $L_2$ . Essas dobras foram formadas concomitantes à formação de  $S_2$  e  $L_2$ .

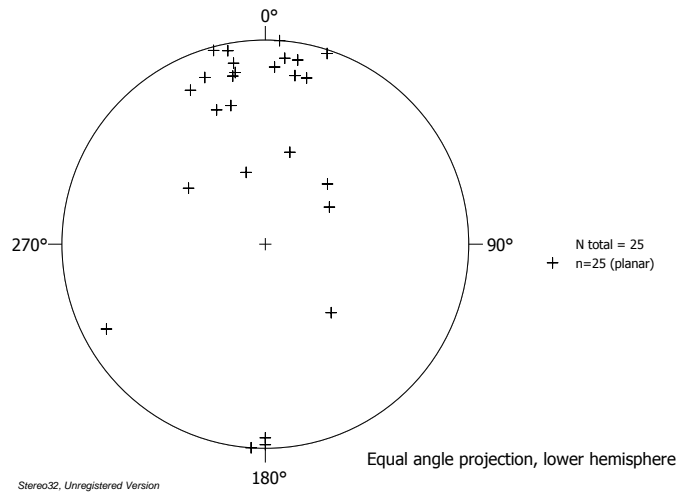


Figura 29: Estereograma do plano axial das dobras  $D_2$  (25 medidas).

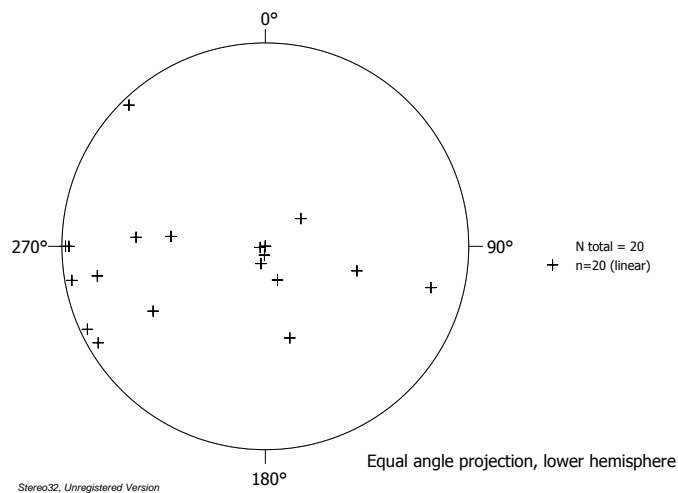


Figura 30: Estereograma dos eixos das dobras  $D_2$  (20 medidas)



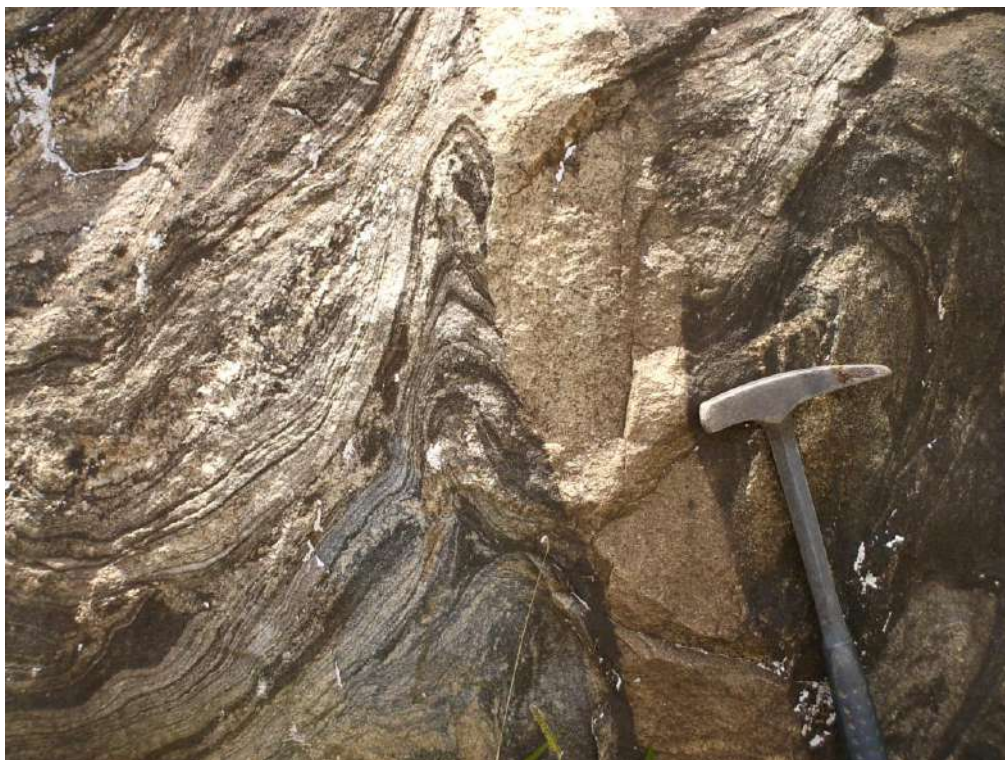


Figura 31: Dobras fechadas D2 sendo cortado por diques de leucogranito (SBR-12).



Figura 32: Dobras fechadas D<sub>2</sub>. (MP-25)



### 4.3 FASE DEFORMACIONAL D<sub>3</sub>

Nesta fase, a foliação S<sub>2</sub> foi dobrada, porém não existe uma foliação S<sub>3</sub> bem marcante. Uma falha de empurrão, a Falha de São Bento de Sapucaí, foi ativa nesta fase.

#### • Lineação de estiramento e/ou mineral (L<sub>3</sub>)

Estas lineações são mais visualizadas a sul da área onde os empurrões com vergência para NW estão registrados. Elas foram observadas em quase todas as unidades com menor intensidade na unidade granitóide. Geralmente têm atitude média 170/50. Em cortes perpendiculares a foliação e paralelos a lineação de estiramento foram observados os seguintes indicadores cinemáticos: dobras assimétricas, *mineral-fish* e *book-shelf*, indicando movimento *up-dip* para NW.

#### • Dobras D<sub>3</sub>

Em geral são dobras abertas com planos axiais íngremes (fig. 33) com vergência para NW e eixos com caimento para NE. Nesta fase ocorreu dobramento da foliação S<sub>2</sub> e desenvolvimento de uma zona de cisalhamento vertical dextral a sul da área com a formação de uma foliação milonítica S<sub>3+4</sub>.

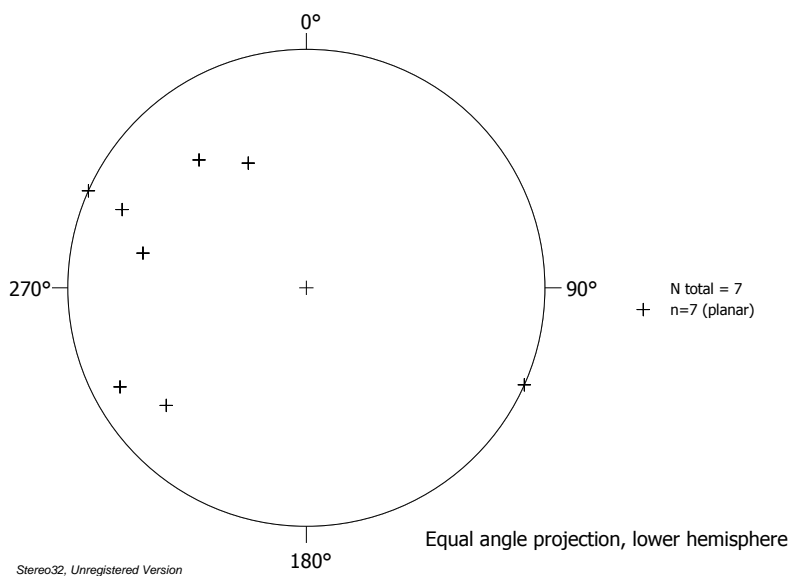


Figura 33: Estereogramas do plano axial das dobras D<sub>3</sub> (7 medidas).



Figura 34: Dobras suaves da fase D<sub>3</sub> (MP-12)

#### • 4.4 FASE DEFORMACIONAL D<sub>3+4</sub>

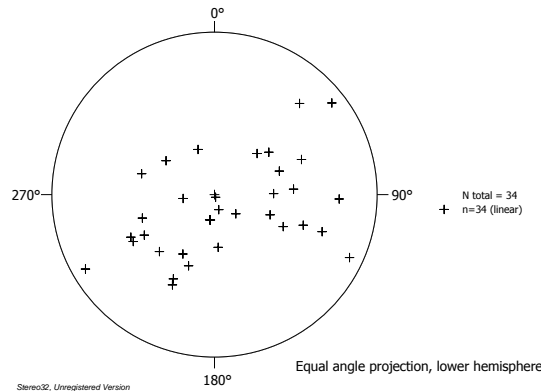
Trata-se da formação de uma zona de cisalhamento (a Zona de Cisalhamento de São Bento de Sapucaí) subvertical ou mergulhando íngreme para SE, de direção NE-SW com movimento ora up-dip com transporte tectônico para NW ora transcorrente destal. Tem 14 km de extensão na área mapeada e no máximo 400 mts de largura. Em grande parte da zona de cisalhamento é observado a variação de strain onde no núcleo é observada a presença de ultra-milonitos e nas bordas proto-milonitos. Os planos miloníticos apresentam mergulho subvertical e contém lineação de estiramento L<sub>4</sub>.

#### • Foliação S<sub>4</sub>

Ocorre ao longo de faixas com espessura variando de submilimétrica até métrica nos quais os planos da foliação milonítica (fig. 36) têm mergulho íngreme para SE, defletindo a foliação principal S<sub>2</sub>. É reconhecida devido ao seu bandamento composicional muito bem definido ora de espessura muito fina ora média.

#### • Lineação de estiramento e/ou mineral (L<sub>4</sub>)

Trata-se de uma lineação forte de estiramento e/ou mineral com caimento ora de baixo ângulo para SW, caracterizando o regime transcorrente de deformação ora paralelo a direção de mergulho da foliação milonítica caracterizando o movimento up-dip (fig. 35). Em cortes ortogonais a foliação milonítica e paralelos a lineação de estiramento e/ou mineral foram observados os seguintes indicadores cinemáticos: *mineral-fish*, sigmas, deltas, *book-shelf*, planos S-C, dobras assimétricas, *quarter-folds*, *shear-bands*, *pull apart* e deflexão de foliação indicando transporte tectônico com topo para NW e transcorrente dextral.



**Figura 35:** Estereograma da lineações da área (34 medidas). A dispersão das medidas ocorre pois as medias nos pólos SW e NE são relacionadas a zona de cisalhamento transcorrente dextral enquanto as medias centrais ao movimento up-dip.

#### • Dobras D<sub>4</sub>

São dobras fechadas a isoclinais, plano axial a foliação milonítica S<sub>4</sub>. Os eixos medidos apresentam caimento ora paralelos a lineação L<sub>2</sub> ora a lineação L<sub>4</sub>. Não foram achados critérios para diferenciar dobras fechadas D<sub>2</sub> e D<sub>4</sub> dentro da zona de cisalhamento. Entretanto, acredita-se que as dobras inseridas na zona de cisalhamento são essencialmente dobras da fase D<sub>4</sub>.



**Figura 36:** Foliação milonítica S<sub>3+4</sub>. Nota-se a direita um indicador cinemático do tipo delta indicando movimento dextral (MP-72)



## 4.5 MICROTECTÔNICA

Com o objetivo de compreender a microtectônica e os mecanismos de deformação que atuaram na zona de cisalhamento de São Bento do Sapucaí, foram feitos estudos em indicadores cinemáticos e em processos de recristalização em cristais de quartzo e feldspato principalmente. Foram observados diversos tipos de indicadores cinemáticos. Grande parte dos indicadores cinemáticos indicou movimento destral e/ou topo para NW em mapa, porém alguns poucos indicadores cinemáticos sinistrais foram observados em campo e em lâmina porém não definem a cinemática da zona de cisalhamento.

### 4.5.1 Indicadores cinemáticos da fase $D_{3+4}$ :

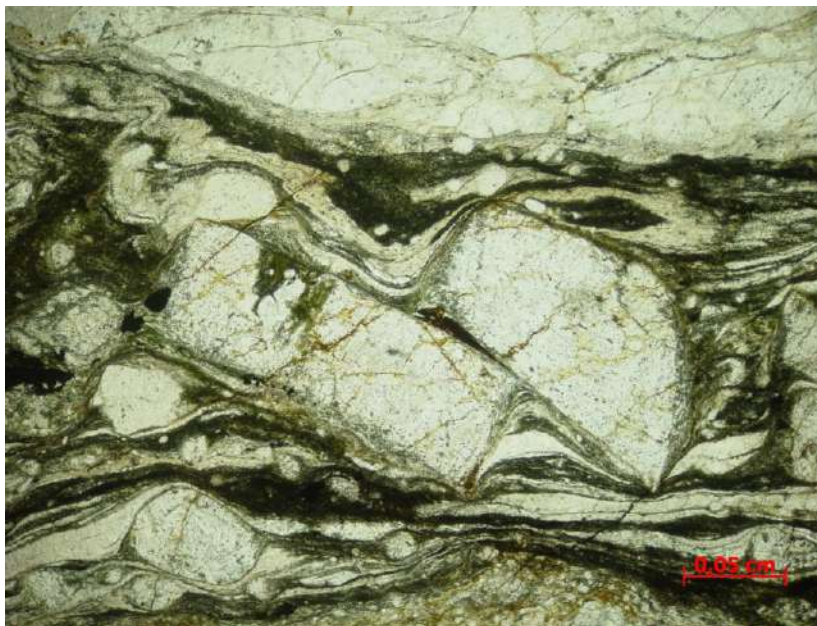


Figura 37: *Shear band* indicando movimento destral da fase  $D_4$  (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-20).

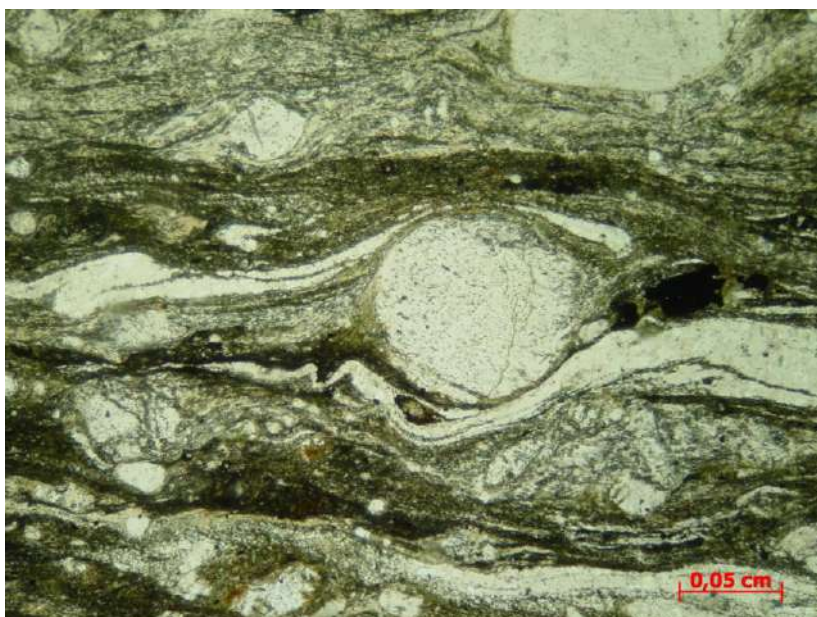


Figura 38: *Quarter-fold* indicando movimento destral da fase  $D_4$ . Notar dobras assimétricas à esquerda indicando movimento destral (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-20)



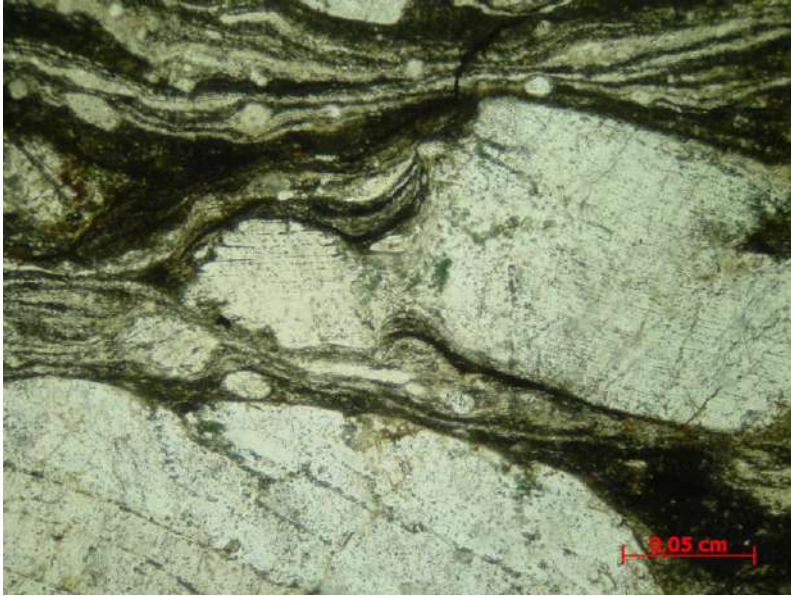


Figura 39: Boudinage em cristal de plagioclásio. Nota-se o crescimento de anfibólio na parte boudinada (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-20).



Figura 40: Dobras assimétricas indicando movimento destal (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados)(MP-20).

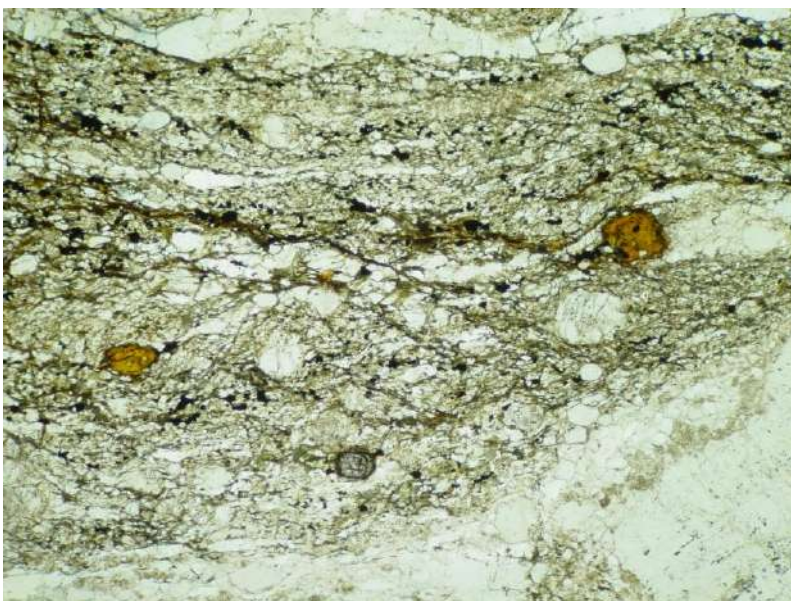


Figura 41: Planos S-C' indicando movimento destal (objetiva 2,5 mm, polarizadores descruzados) (MP-98).



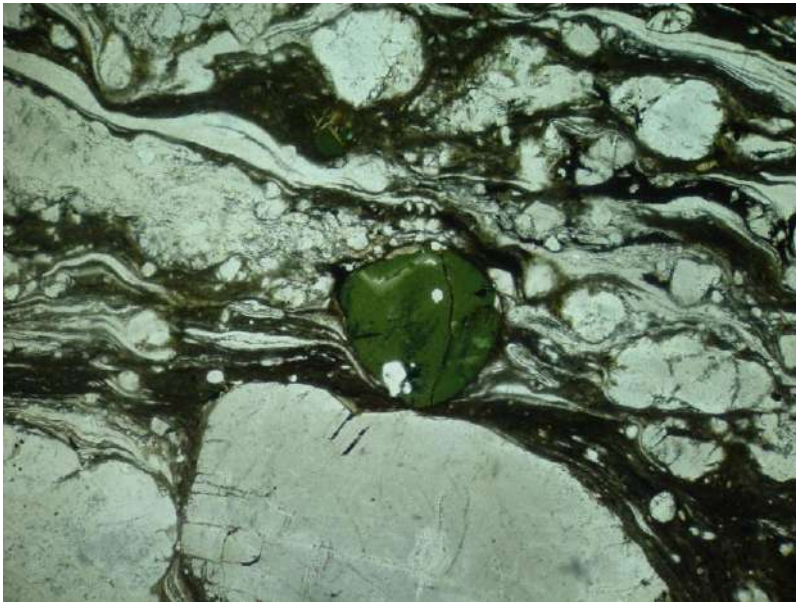


Figura 42: Cristal arredondado de anfibólio. Nota-se a presença de dobras assimétricas a direita do cristal indicando movimento sinistral (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados)(MP-87).



Figura 43: Shear band em cristal de K-feldspato e crescimento de opacos nas bordas indicando movimento sinistral se for interpretado como *shear band* e dextral se for interpretado como *book-shelf sliding* (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-87)

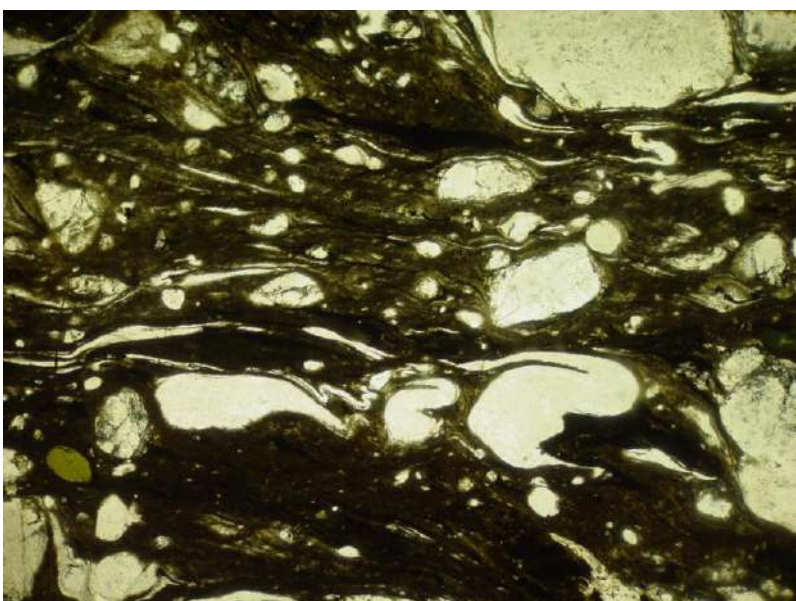


Figura 44: Dobras assimétricas em quartzo indicando movimento dextral (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados)(MP-72)



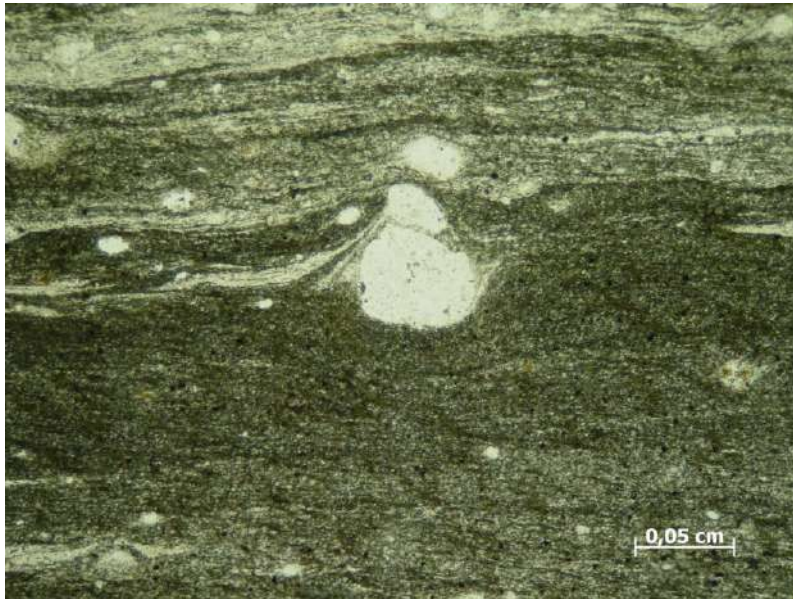


Figura 45: Delta indicando movimento dextral (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados) (MP-20).

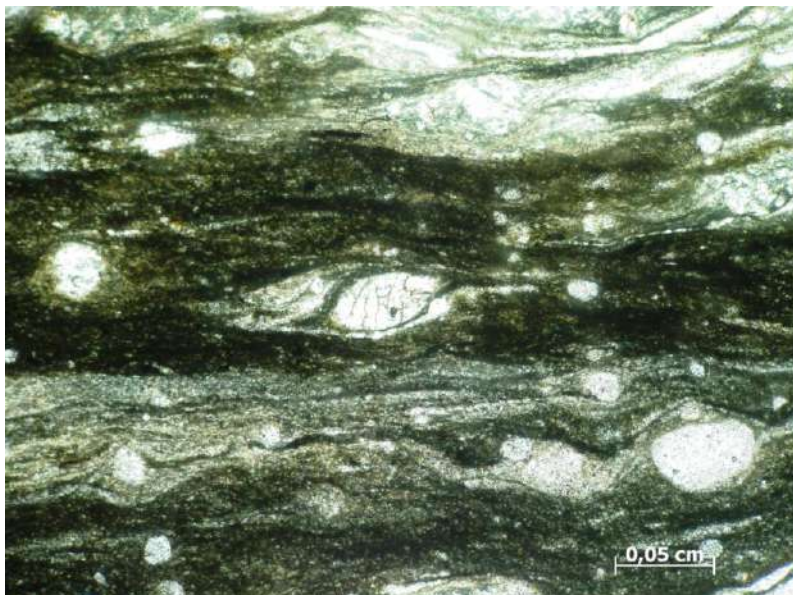


Figura 46: K-feldspato fish indicando movimento dextral (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados)(MP-20)

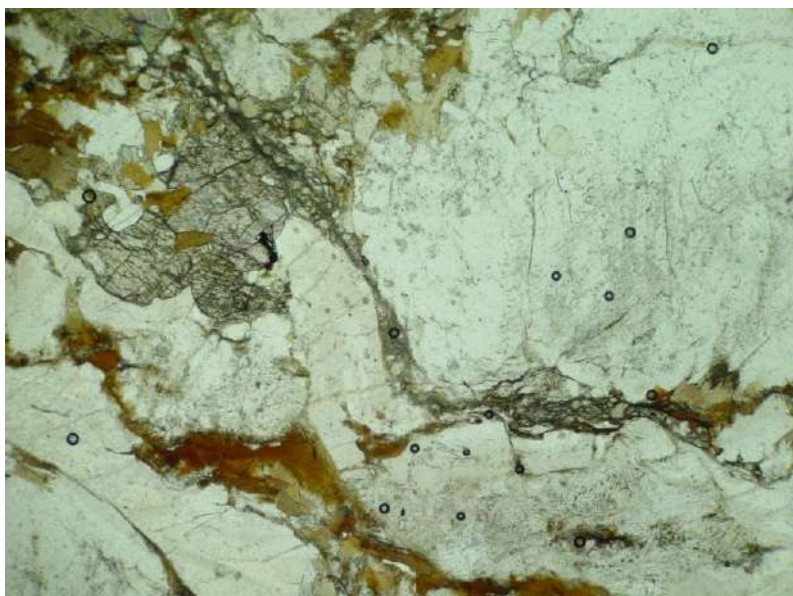


Figura 47: Pequena zona de cisalhamento truncando cristal de clinopiroxênio (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados).





Figura 48: Textura típica dos ultramilonitos da área (objetiva 2,5 mm, polarizadores descruzados)(MP-92).

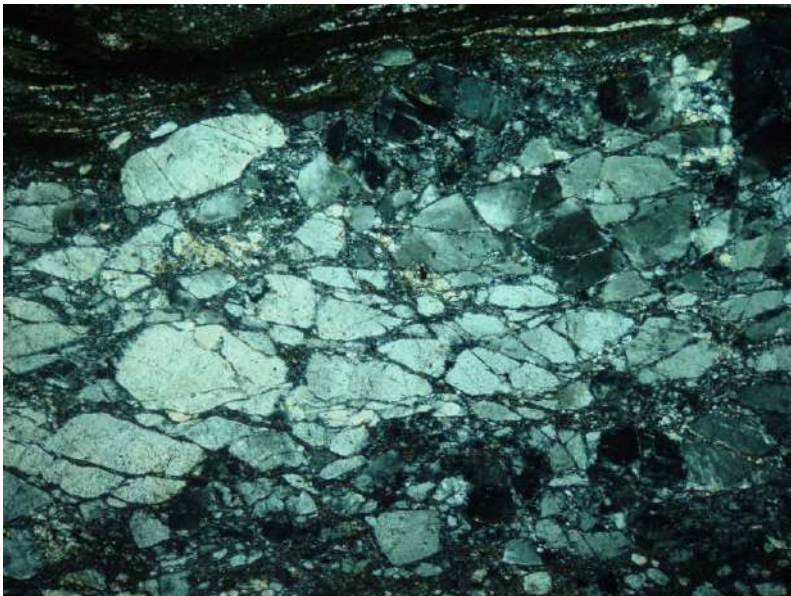


Figura 49: Estrutura do tipo mosaico em k-feldspato indicando deformação rúptil em um ambiente onde se predomina geralmente deformação dúctil (objetiva 5 mm, polarizadores cruzados)(MP-20).

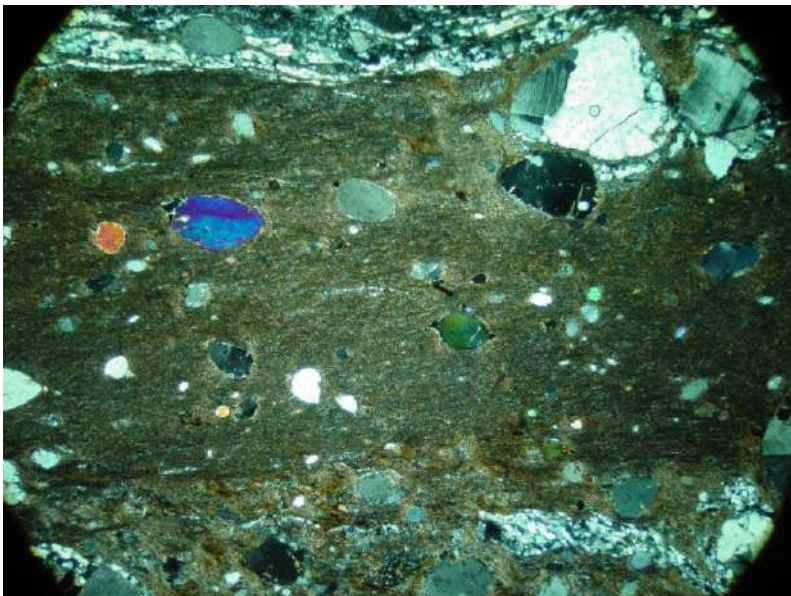


Figura 50: Cristais arredondados de escapolita em matriz ultramilonítica (objetiva 5mm, polarizadores cruzados)(MP-86)



#### 4.5.2 Recristalização dos minerais na fase D<sub>3+4</sub>

As feições microestruturas e orientações cristalográficas determinadas estão em acordo com o aumento no grau de deformação e o grau de metamorfismo regionalmente. A deformação é também acompanhada por um aumento do grau metamórfico resultando numa variedade de tipos de recristalização, principalmente em grãos de quartzo e feldspato. Foram observados os seguintes tipos de recristalização: Extinção ondulante, lamelas de deformação, *bulging*, *subgrain rotation*, *chessboard* e recristalização estática.

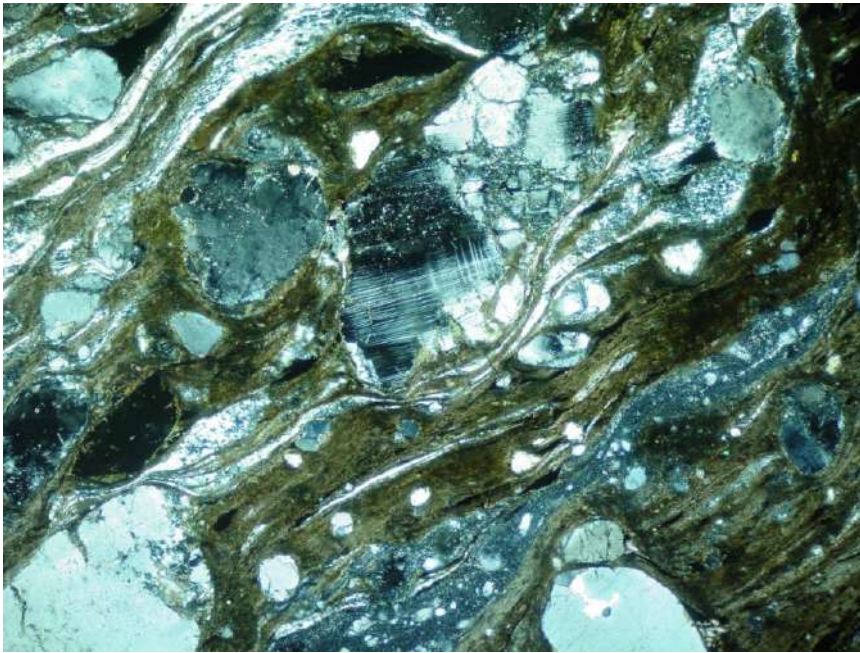


Figura 51: Camadas quartzo-feldspáticas com recristalização do tipo *subgrain rotation*. Este processo de recristalização é mais eficiente, pois ele atua no mineral inteiro, diferente do *bulging* que atua na borda do mineral. *Subgrain rotation* ocorre a médias taxas de temperatura (400-600°) e deformação (objetiva 10 mm, polarizadores cruzados)(MP-72).

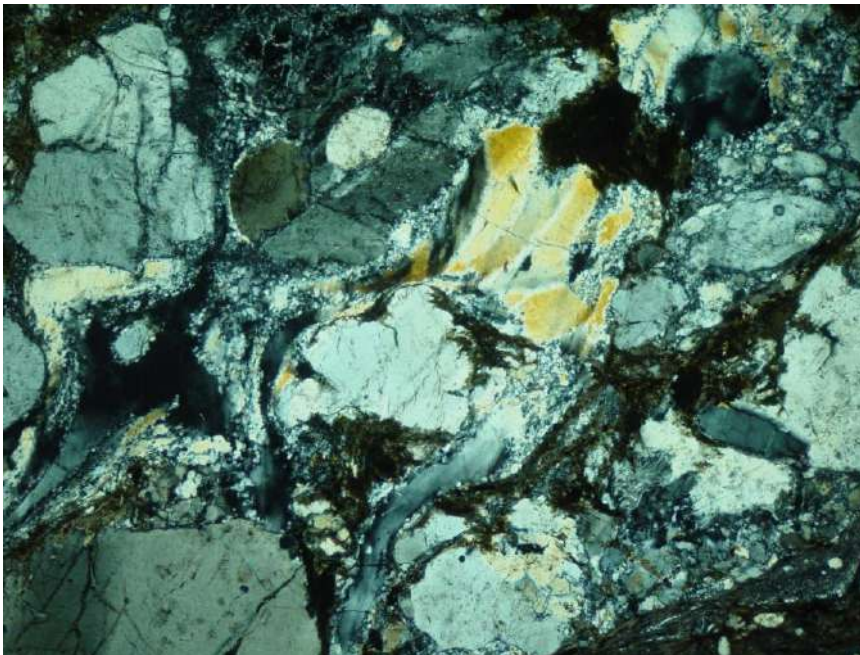


Figura 52: Lamelas de deformação em cristal de quartzo no meio da figura. Esse tipo de recristalização ocorre a baixas temperaturas (250-400°). Nota-se também, recristalização do tipo *bulging* na borda dos cristais que é indicativo de recristalização a baixas temperaturas (300°) (objetiva 10 mm, polarizadores cruzados)(MP-71).



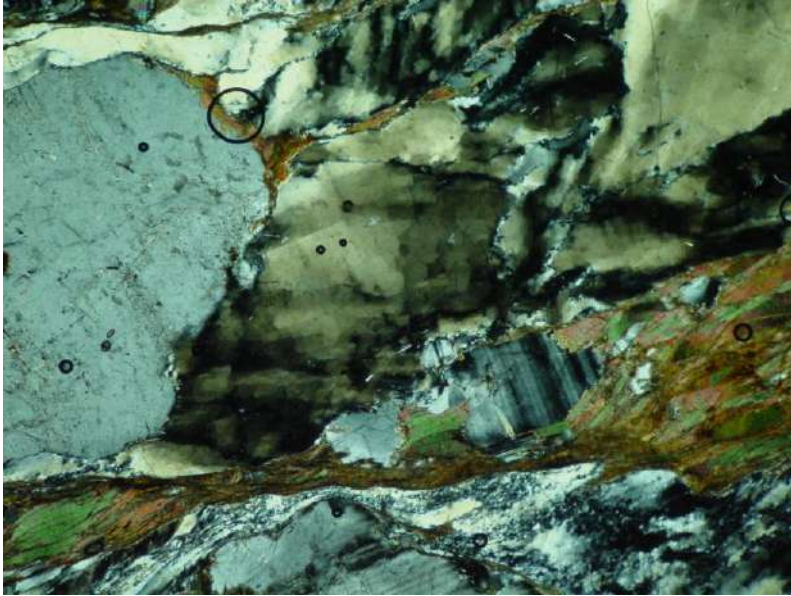


Figura 53: Recristalização dinâmica do tipo chessboard. Este processo é indicativo de recristalização a altas temperaturas (500-600°) (objetiva 10 mm, polarizadores cruzados)(MP-71).



Figura 54: Camada de quartzo com contatos poligonizados típico de recristalização estática. A função é ajustar os contatos dos grãos para diminuir sua energia livre. Ocorre geralmente a médias temperaturas (500°) (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados)(MP-92).

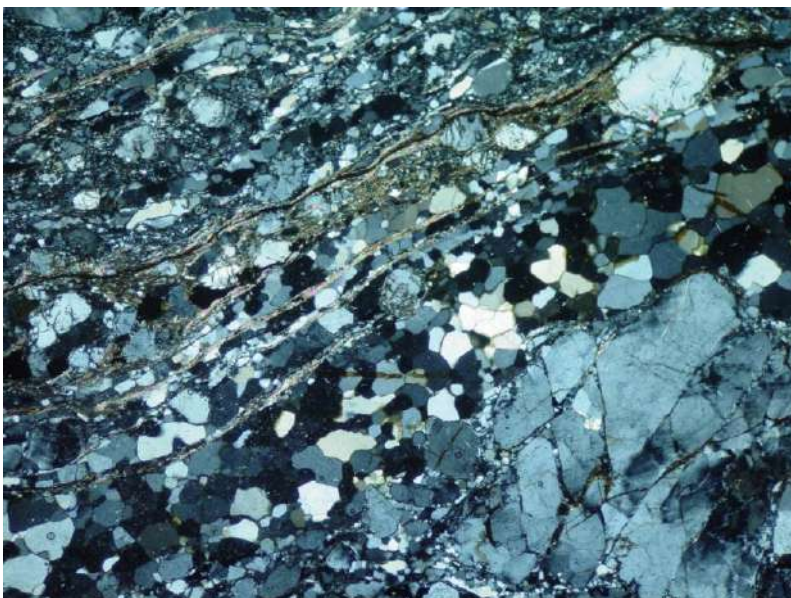


Figura 55: Recristalização estática em camada de quartzo. Nesse processo ocorre afrouxamento da rede cristalina após a deformação. Os contatos livres de strain, agora tende a se poligonizar e manter um arranjo mais organizado (objetiva 5 mm, polarizadores cruzados) (MP-101)



#### 4.6 FASE DEFORMACIONAL D5

É representada por falhas transcorrentes de caráter rúptil com direção NW-SE (fig. 56). Em raros pontos foram observados diques de diabásio (fig. 57) paralelos à direção das falhas rúpteis, concluindo que essa injeção de diques foi contemporânea a formação das falhas ou posteriormente a mesma injeção utilizou os planos de falhas como planos anisotrópicos para seu encaixe.



Figura 56: Falha transcorrente D5



Figura 57: Aspecto petrográfico do diabásio da região. Nota-se ao centro da fotografia um fenocristal de plagioclásio (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados). (MP-20)

## 5. METAMORFISMO

Na região de Gonçalves foram identificados dois eventos metamórficos, o primeiro que chegou a fácies anfibolito alto/granulito e outro de fácies anfibolito a xisto verde, retrorretrometamórfico.

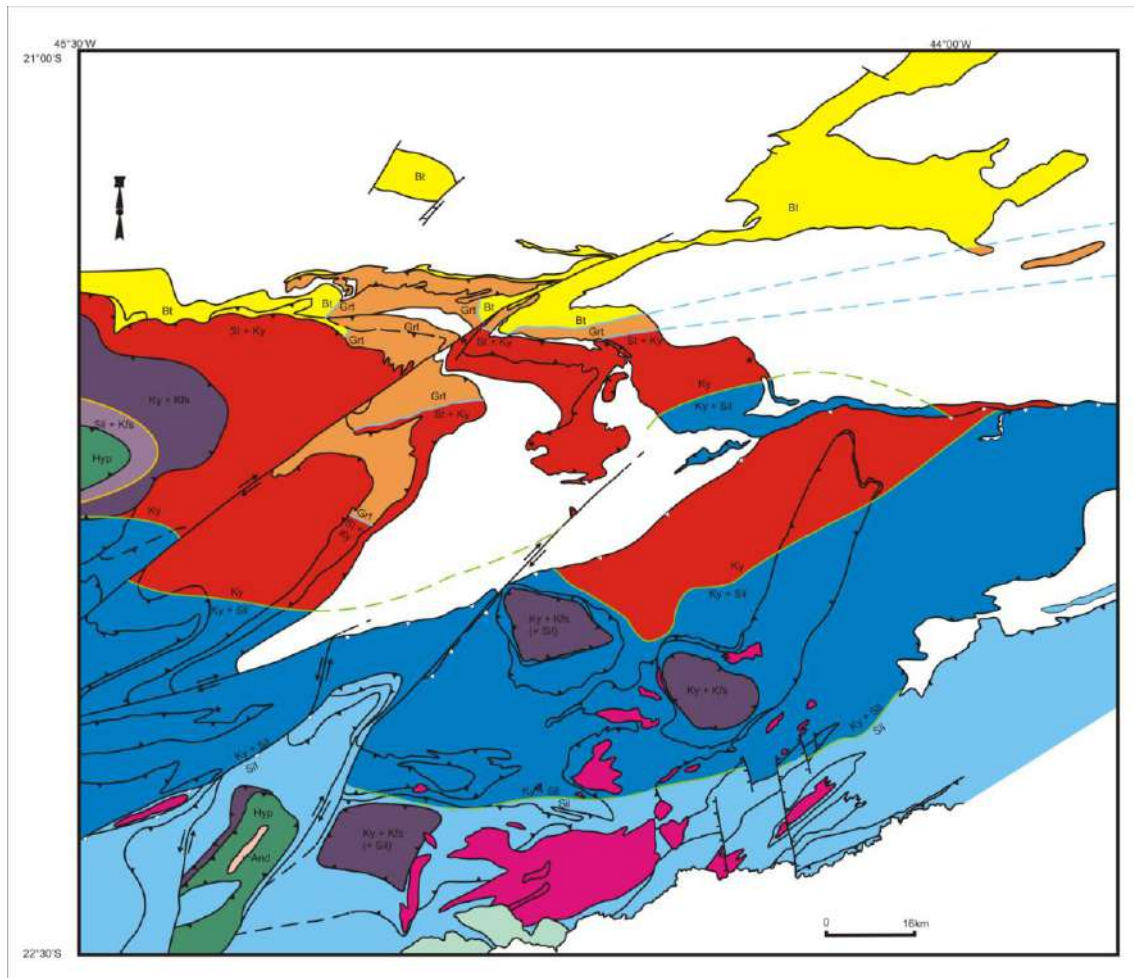


Figura 58: Mapa metamórfico simplificado da Zona de Interferência entre as faixas Brasília e Ribeira (Peternel, 2005).

### 5.1 Metamorfismo principal

Foi responsável pela formação e crescimento de minerais metamórficos como ocorre na unidade sillimanita-granada xisto (fig. 60) que é o litotipo principal para o reconhecimento da fácies metamórfica e nos anfibolitos com ortopiroxênio. A associação mineralógica da unidade **sillimanita-granada-xisto** mais a fusão parcial representa o pico metamórfico em condições de alta temperatura e média pressão que caracteriza o metamorfismo em fácies anfibolito alto/granulito (fig. 59). As sillimanitas se encontram paralelas a S<sub>2</sub> e a reação para sua formação é:

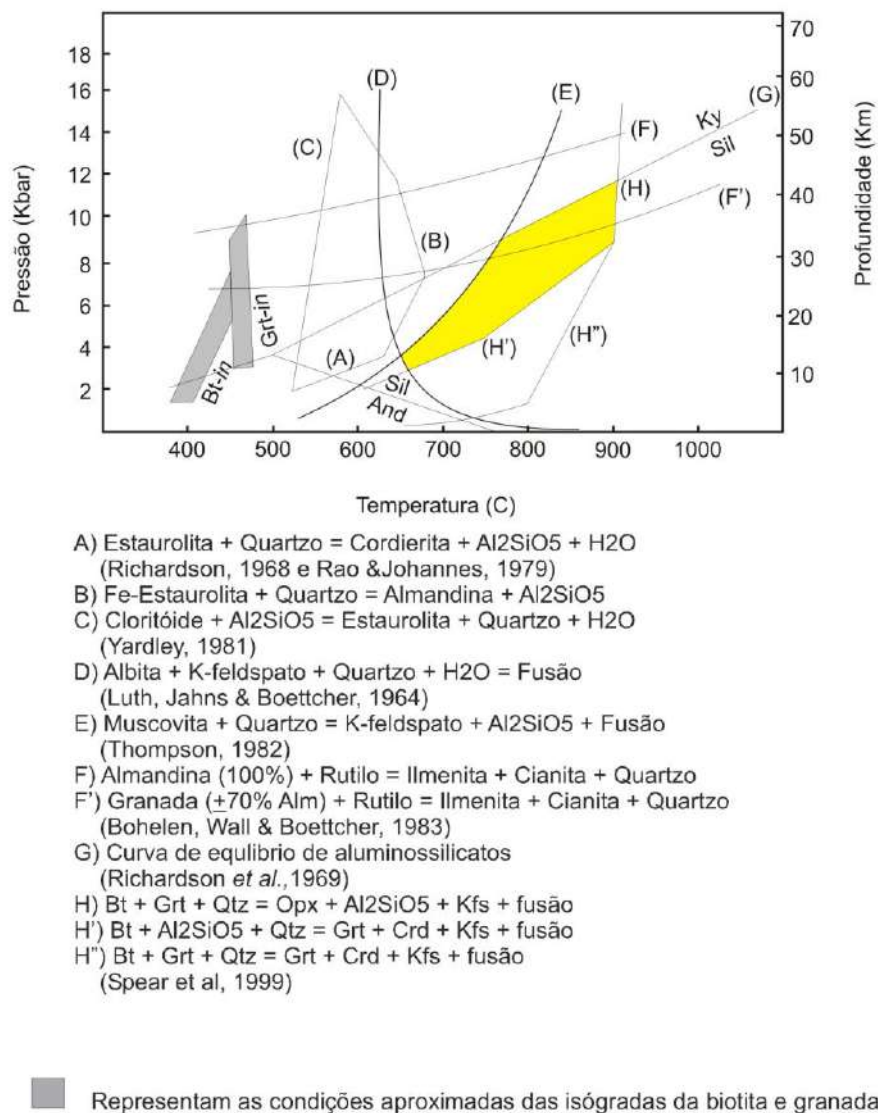


Figura 59: Gráfico de estabilidade das associações minerais do metamorfismo principal em granada-sillimanita gnaisses. O campo de estabilidade indica metamorfismo em fácies anfibolito alto/granulito sob pressão moderada (gráfico de Yardley).





Figura 60: Porfiroclasto de granada com grãos prismáticos de sillimanita e biotita. (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-170)

Nos **Anfibolitos** o metamorfismo principal é caracterizado pela paragênese: plagioclásio + hornblenda + biotita + clinopiroxênio + ortopiroxênio (fig. 62). Tal associação indica condições de alta temperatura em fácies granulito (fig. 61).

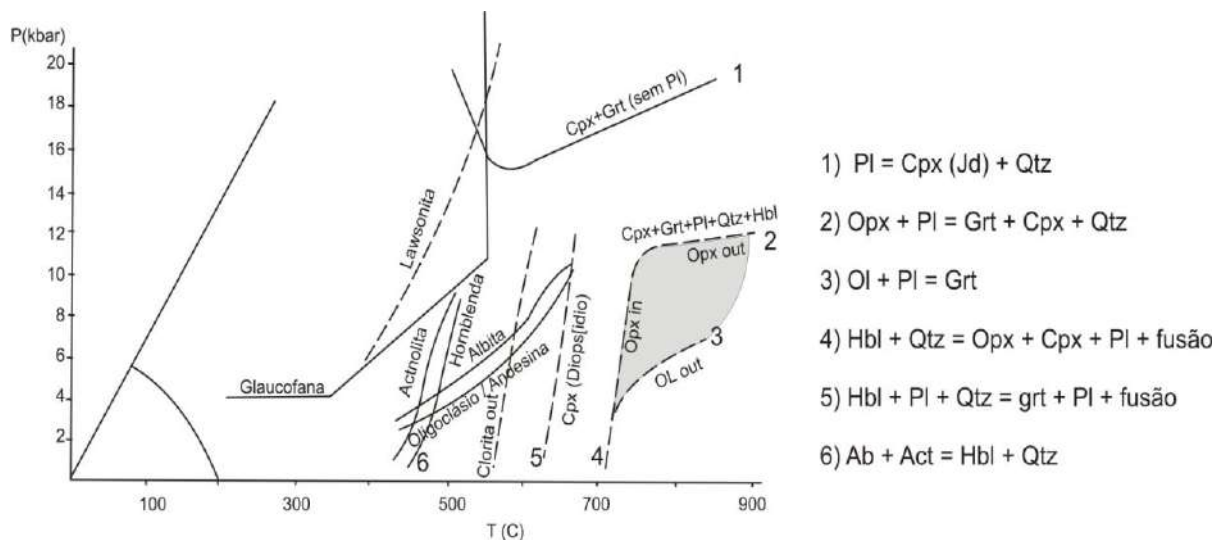


Figura 61: Gráfico P-T com o campo de estabilidade das associações metamórficas ortopiroxênio + clinopiroxênio + granada + plagioclásio + hornblenda indicando metamorfismo em fácies granulito (modificado de Yardley, 1989).

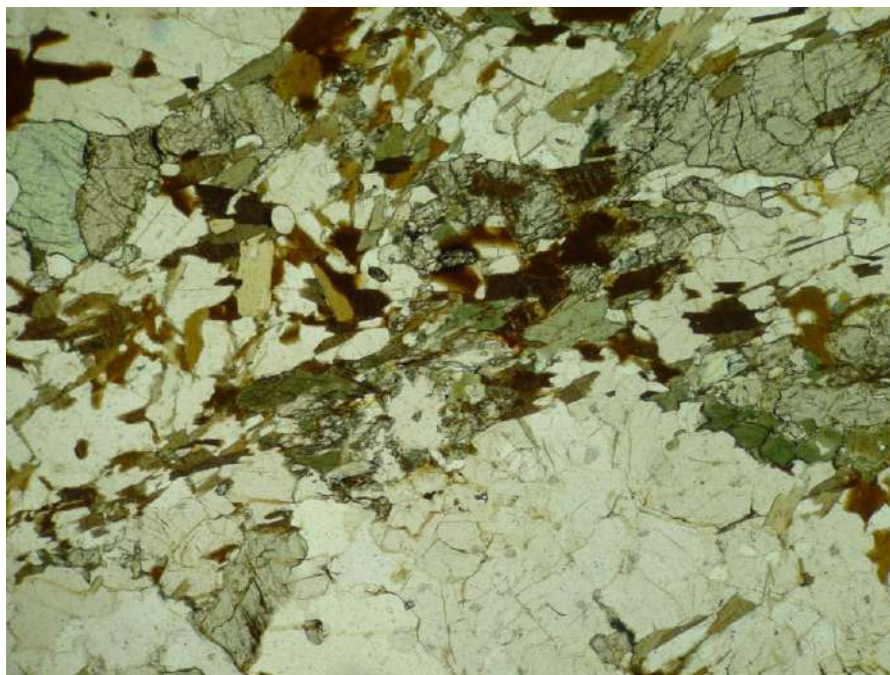


Figura 62: Aspecto petrográfico dos granulitos da área. Nota-se a presença de ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados) (MP-170)



## 5.2 Metamorfismo retrógrado

Este metamorfismo é representado pela presença de minerais como hornblenda (e/ou actinolita) (fig.63), epidoto (fig. 65), clorita (fig. 64) e muscovita crescidos a partir de outros minerais, microfraturas e intertícios. Este evento ocorreu durante as fases deformacionais D<sub>3</sub> e D<sub>4</sub>.

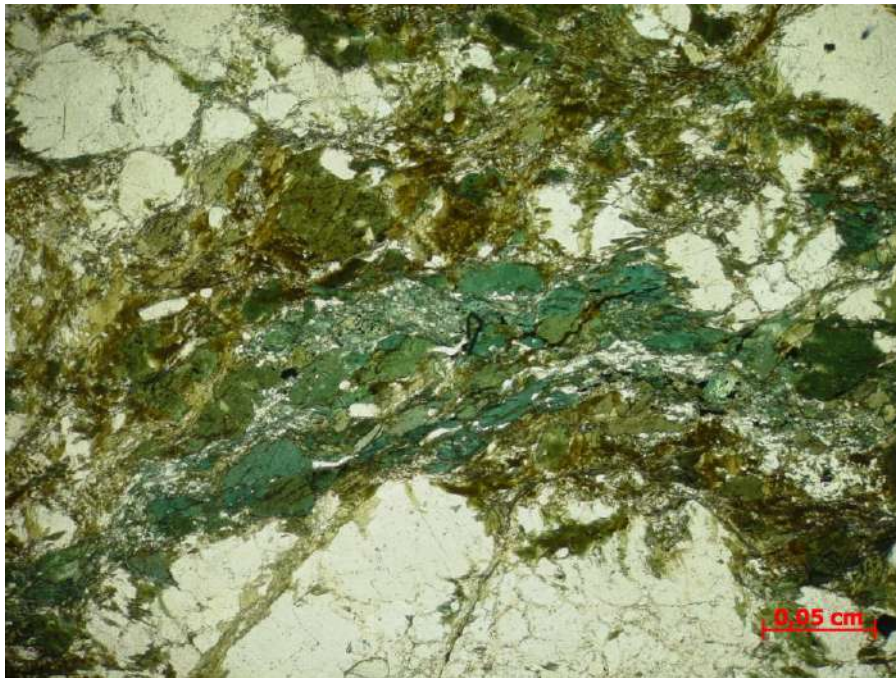


Figura 63: Grãos de anfibólio verde azulado crescendo a partir de anfibólios verdes. Estes anfibólios verde azulados são indicativos de metamorfismo em fácies xisto verde ou início da fácies anfibolito, enquanto os anfibólios verdes indicam fácies anfibolito alto. (objetiva 5 mm, polarizadores descruzados) (MP-172)

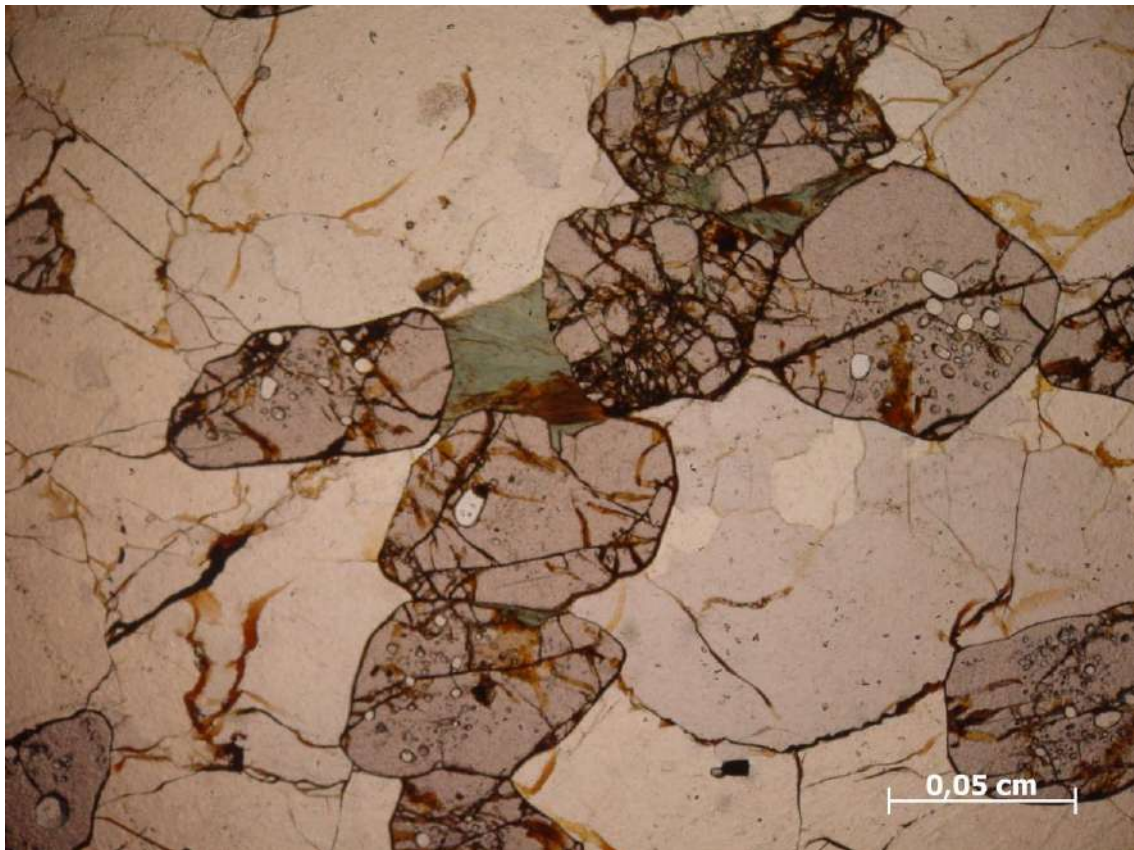


Figura 64: Cloritas crescendo a partir de granadas (objetiva 10 mm, polarizadores descruzados). (MP- 72)



Figura 65: Grãos de epidoto crescendo a partir de alanitas ( textura ovo frito) (objetiva 2,5 mm, polarizadores descruzados).(MP-01)



## 6. CONCLUSÕES

A partir dos resultados sobre geologia estrutural, petrografia, associações metamórficas e sua correlação com a geologia regional foram obtidas algumas conclusões sobre a evolução geológica da área estudada.

A área esta inserida na unidade Intermediária Diatexítica da Nappe Socorro, caracterizada pela presença de hornblenda biotita clinopiroxênio gnaisses migmatíticos, dioríticos a tonalíticos, que gradam lateralmente para granitos porfiríticos, deformados, de origem anatética.

As fases deformacionais e metamórficas são produtos da evolução do ciclo orogênico Brasileiro que corresponde as Faixas Brasília e Ribeira.

A fase D<sub>2</sub> corresponde a subducção para W e posterior colisão entre os paleocontinentes São Francisco e Paranapanema. Foi responsável pelo transporte tectônico da nappe Socorro-Guaxupé para NE, formou a foliação principal S<sub>2</sub> e estabeleceu o metamorfismo principal da área em fácies anfibolito alto/granulito. Este evento é vinculado ao desenvolvimento do segmento sul da Faixa Brasília.

As fases D<sub>3</sub> e D<sub>4</sub> correspondem a um encurtamento NW-SE seguido por compressão E-W que produziram as dobras abertas, zona de cisalhamento NE-SW e metamorfismo retrógrado. A zona de cisalhamento tem comportamento predominantemente dúctil e esta relacionada a uma compressão E-W possivelmente relacionada ao fim da evolução da Faixa Ribeira onde o deslocamento é ora up-dip para NW ora transcorrente oblíquo destrai. Acredita-se que a mudança de direção de movimento na zona de cisalhamento tenha ocorrido ou por uma colisão oblíqua ou por reativação da mesma onde o movimento up-dip antecederia o transcorrente. É uma zona de cisalhamento de média a alta temperatura evidenciadas no padrão de recristalização dos quartzos e feldspatos. A fase D<sub>5</sub> corresponde ao sistema de falhas e injeção de diques de basalto/diabásio no período Cenozóico possivelmente relacionada a abertura do oceano Atlântico.



## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAMPOS NETO, M. C. and R. CABY (2000). "Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulite in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: petrologic and structural constraints." Tectonics **19**: 669-687.
- CAMPOS NETO, M. C., V. A. JANASI,. (2007). "Sistema de nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica." Revista Brasileira de Geociências **37(4 - suplemento)**: 47-60.
- COSTA, R. V. C. (2007). "MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE LUMINOSA-PIRANGUÇU, SUL DE MINAS GERAIS." Trabalho final de curso, IG/UFRJ, 67 p.
- DARDENNE, M. A. (2000). "The Brasília Fold Belt." Tectonic evolution of South America. pp.:231-263
- FUCK, R. A. (1994). "A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins." In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 4 , Brasília, 1994. Anais...Brasília, SBG, p. 184-187.
- GARCIA, M. G., M. C. CAMPOS NETO. (2004). "PROVENIÊNCIA E AMBIENTAÇÃO TECTÔNICA DE METASSEDIMENTOS DE ALTO GRAU: NAPPE TRÊS PONTAS-VARGINHA, SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO." Revista Brasileira de Geociências **34(1)**: 49-58.
- HEILBRON, M., C. M. VALERIANO. (2008). "Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions." West Gondwana: 211 - 238.
- JANASI, V. A. (1999). "Petrogênese de granitos crustais na nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Tese de Livre-Docência, IG/USP, 304p. ."
- MARINI, O. J., R. A. FUCK, . (1984). "As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás." Geologia do Brasil. Rio de Janeiro. DNPM: 501 p.
- PACIULLO, F. V. P. (1997). "A Sequência Depositional Andrelândia." Tese de doutorado, IG/UFRJ, 248 p.
- PACIULLO, F. V. P., A. RIBEIRO, . (2000). "The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília." Revista Brasileira de Geociências **30**: 200-202.
- PETERNEL, R., R. A. J. TROUW. (2005). "INTERFERÊNCIA ENTRE DUAS FAIXAS MÓVEIS NEOPROTEROZOÍCAS: O CASO DAS FAIXAS BRASÍLIA E RIBEIRA NO SUDESTE DO BRASIL." Revista Brasileira de Geociências **35(3)**: 297-310.

PIMENTEL, M. M., R. A. FUCK. (2000). "The Neoproterozoic Goiás magmatic arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data." Revista Brasileira de Geociências v.30,n.1.

SCHMITT, R. S. (2001). "A orogenia Búzios - Um evento tectono-metamórfico cambro-ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira, sudeste do Brasil." Tese de doutorado IG/UFRJ, **273 p.**

SIBSON, R. H. (1977). "Fault rocks and fault mechanisms"  
" Jour. Geol. Soc. London **133**: 191–213.

TROUW, C. C., F. F. F. MEDEIROS. (2007). "Evolução tectônica da Zona de Cisalhamento Caxambu, MG"  
" Revista Brasileira de Geociências **37(4)**: 767-776.

VALERIANO, C. M., M. M. PIMENTEL. (2008). "Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana." West Gondwana: 197 - 210.

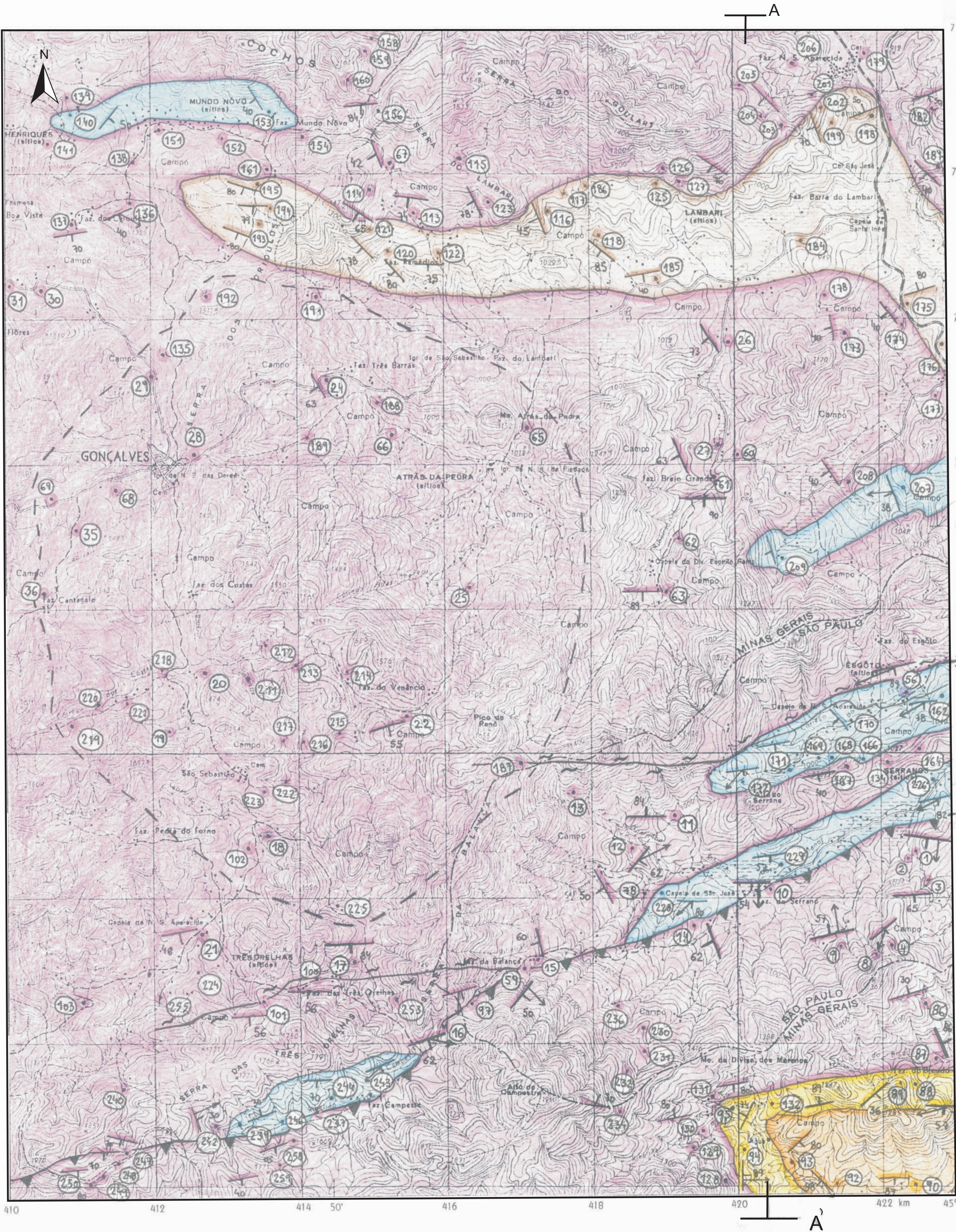
# ANEXOS





UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Mapa geológico da região de Gonçalves, Sul de Minas Gerais  
Autor: Marcos Vinicius Ferreira Fontainha  
Orientador: Rudolph Allard Johannes Trouw  
Anexo: " Mapa geológico da região de Gonçalves



Legenda

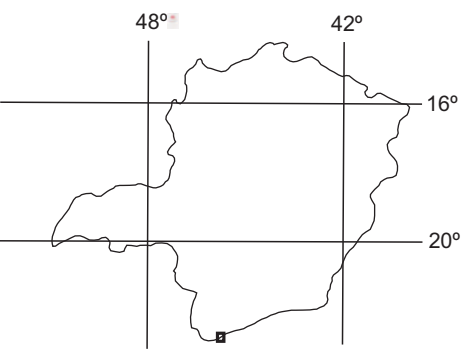
- Gnaiss/granitóides de composição granítica a granodiorítica
- Quartzito
- Biotita Gnaiss migmatítico com calci-silicáticas
- Sill-Gr gnaiss
- Hbl-Biot gnaiss migmatítico estromático

Estruturas

- Foliação Principal - S<sub>2</sub>
- Lineação de estiramento ( L<sub>3+4</sub> L<sub>1</sub>)
- Zona de cisalhamento transcorrente ( D<sub>4</sub>)
- Contato de empurrão ( D<sub>3+4</sub>)
- Contato
- Região sem deformação

Articulação das folhas

Borda da Mata	Conceição dos Ouros	Santa Rita do Sapucaí
Cambuí	Paraisópolis	Campos do Jordão
Camanducaia	Monteiro Lobato	Tremembé



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Escala de impressão 1:30.000

Datum horizontal: Córrego Alegre

